

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղաֆյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), докт. геол.-мин. наук Ц. Г. Акопян, член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն I*
375019, Երևան 19, Բարևկամուխյան 24ա.

Адрес редакции:
375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

А. Т. Асланян, А. В. Арутюнян, М. П. Воларович, А. И. Левыкин. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и срединных структур литосферы	3
Т. С. Меликян. Геолого-структурная позиция Зодского рудного поля	13
Р. А. Аракелян, Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов. Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего-верхнего карбона Армянской ССР	21
М. А. Сатрян. К петрографической номенклатуре вулканогенно-осадочных формаций	31
Ж. М. Карапетян. К вопросу картографирования интенсивности селевых явлений	39
В. М. Маноян. Вода как геохимическое вещество (попытка восстановления древнеармянских представлений)	47

Краткие сообщения

Р. А. Мкртчян. Об одной закономерности изменения интенсивности оруденения на Зодском золоторудном месторождении	58
К. М. Мурадян. Основные черты геологического строения и перспективы Мецблурского проявления барита	65
Т. А. Авакян. О петрографическом расчленении диатомитовых пород Ахурянско-го района	72
К. А. Карамян, А. А. Авакян. Целестинобарит из грейзеновых образований района с. Аревис	77
Н. К. Карапетян, Ж. О. Манукян. Карты сейсмической активности Армянского нагорья	81

Научная хроника

Р. А. Саркисян, Г. Б. Межлумян, К. М. Мурадян. Восьмое Всесоюзное металлогеническое совещание	87
---	----

Юбилейные даты

Бабкен Семенович Варданян (к 70-летию со дня рождения)	91
--	----



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Վ. Հարությունյան, Մ. Պ. Վոլարովիչ, Ա. Ի. Լեիկին. <i>Լիթոսֆերայի հիպերբարոցիտային գոտիների և սպրեդինգային ստրուկտուրաների ձևավորման մեկ հնարավոր մեխանիզմի մասին</i>	3
Լ. Ս. Մելիկյան. <i>Զոդի հանքադաշտի երկրաբանա-ստրուկտուրային դիրքը</i>	13
Ռ. Ա. Առաքելյան, Ի. Բ. Նիսանյան, Ի. Խ. Պետրոսով. <i>Հայկական ՍՍՀ միջին-վերին կարբոնի հողմնահարման կեղևի բորսիտաբեր ապարների նյութական կազմը և ստաջացման պայմանները</i>	21
Մ. Ա. Սարյան. <i>Հրաբխա-նստվածքային ֆորմացիաների պետրոգրաֆիական անվանացուցակի մասին</i>	31
Ժ. Մ. Կառավետյան. <i>Սելավների ինտենսիվության քարտեզագրման հարցի շուրջը</i>	39
Վ. Մ. Մանոյան. <i>Զուրն իբրև երկրաստեղծ նյութ</i>	47

Համառոտ հալոցումներ

Ռ. Ա. Մկրտչյան. <i>Զոդի ոսկու հանքավայրում հանքայնացման ինտենսիվության փոփոխության մի օրինաչափության մասին</i>	58
Կ. Մ. Մուրադյան. <i>Մեծ-բլուր բարիտային երևակման երկրաբանական կառուցվածքի և հեռանկարների հիմնական զծեքը</i>	65
Թ. Ա. Ավագյան. <i>Ախուրջանի շրջանի գիտատմիտային ապարների պետրոգրաֆիական ստորաբաժանման մասին</i>	72
Կ. Ա. Քառամյան, Ա. Ա. Ավագյան. <i>Յելևստինոբուրիտը Արևիս գյուղի շրջանի զրևյղենալին առաջացումներում</i>	77
Ն. Կ. Կառավետյան, Փ. Հ. Մանուկյան. <i>Հայկական լեռնաշխարհի սելյամիկ ակտիվության քարտեզներ</i>	81

Գիտական խոնրիկա

Ռ. Հ. Սարգսյան, Գ. Բ. Մեծովյան, Կ. Մ. Մուրադյան. <i>Ուլթերոք Համամիտիթենական մետաղածնային խորհրդակցությունը</i>	87
---	----

Հորեկանական տարեկներ

Բարկեն Սիմոնի Վարդապետյան (ծննդյան 70-ամյակի առթիվ)	91
---	----



УДК 551.1.14

А. Т. АСЛАНЯН, А. В. АРУТЮНЯН, М. П. ВОЛАРОВИЧ, А. П. ЛЕВЫКИН

ОБ ОДНОМ ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ СТАНОВЛЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ И СПРЕДИНГОВЫХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ

Проблема становления ультрамафитовых поясов продолжает оставаться предметом острых дискуссий [8, 11, 14, 18 и др.]. Одно из основных разногласий состоит в отсутствии соответствия между ожидаемой высокой температурой (1700—1800°C) расплавов, образовавших интрузии ультрамафитов, и полевыми данными, указывающими на внедрение ультрамафитов преимущественно в холодном состоянии и представляющими нередко тектонически перемещенные тела [11, 16, 17, 18 и др.].

В настоящей статье нами сделана попытка на основании результатов лабораторных исследований и геолого-геофизических данных наметить непротиворечивый, с нашей точки зрения, механизм внедрения ультрамафитов и развития ограниченного спрединга¹.

Представление о перидотитовом составе вещества верхней мантии и связи с ней интрузий ультрамафитов пользуется большой популярностью. Сейсмологические исследования показали удивительное постоянство мощности ($4,7 \pm 0,7$ км) третьего (нижнего) слоя океанической коры и его формационного набора (перидотиты, лерцолиты, анортозиты, диабазы, зеленые сланцы). Указанный факт, отмеченный впервые Хессом [15], а также многочисленные магнитно-теллурические исследования и находки серпентинизированных пород в осевых зонах срединноокеанических хребтов дали основание предполагать, что третий слой океанической коры состоит в основном из серпентинизированных перидотитов, в которых скорости прохождения продольных v_p волн весьма изменчивы и колеблются от 6,0 до 6,9 км/сек (среднее значение 6,7 км/сек).

Для последующего анализа подчеркнем значимость некоторых фактов, имеющих непосредственное отношение к проблеме становления офиолитов и срединноокеанических хребтов.

Срединноокеанические хребты или георифтогенали представляют крупнейшие морфологические структуры поверхности Земли, сопоставимые с геосинклинальными поясами; средняя ширина их 1300 км, высота гребня около 2,5 км, общая протяженность примерно 65 тысяч

¹ Нами в данной работе использованы результаты испытаний образцов ультрамафитов из разных районов Кавказа и Передней Азии, выполненных в лабораториях высоких давлений Института физики Земли АН СССР и Ереванского политехнического института.

километров. Вдоль этих хребтов отмечаются необычайно высокие значения теплового потока, многочисленные очаги мелкофокусных землетрясений и небольшие аномалии силы тяжести (в пределах ± 50 мгл). У гребня их слой-3 характеризуется скоростями продольных волн 4,5—5,5 км/сек (вместо обычных 6—6,9 км/сек), а поверхность Моховичича не фиксируется или представлена, возможно, зоной перехода от скоростей, характеризующих слой-3, к скоростям около 7,4 км/сек [15]. Хесс объясняет приподнятое положение хребта изменением плотности от 3,3 г/см³ (оливин) до 2,6 г/см³ (серпентин), причем для поднятия хребта на 2—2,5 км, по его оценкам, требуется сильная серпентинизация (до 70%) 8-километрового разреза подстилающих пород верхней мантии. Трансформные разломы расчленяют в поперечном направлении срединноокеанические хребты на отдельные сегменты. К этим структурам приурочены многочисленные вулканические и сейсмические очаги.

По подсчетам Менарда [9], в океанах имеется около 10.000 останцев конических вулканических аппаратов гайотов, зарождающихся вблизи «центра разрастания» (спрединг) срединноокеанических хребтов.

Предположение о том, что гайоты в океанах распространены повсеместно, не подтвердилось. Выяснилось, что они, в основном, простираются вдоль срединноокеанических хребтов. В работе Менарда [9] указывается, что подобно «центрам разрастания» зоны разломов в срединноокеанических хребтах характеризуются своим собственным комплексом геологических особенностей. В их пределах хребты достигают высоты в несколько км, а смежные с ними впадины достигают соответственно глубины в несколько км, т. е. последние имеют характер компенсационных прогибов. По мнению Менарда, те силы, которые управляют вулканической деятельностью и которые формировали срединноокеанические хребты, образуют также горы и долины, связанные с разломами, причем важным при этом представляется факт непрерывного опускания дна океана с постоянной скоростью.

Главным источником образования океанической воды считается мантия Земли. А. П. Виноградов [4] предполагает, что гидросфера образуется в основном вследствие дегазации мантии. При дегазации отделяющиеся газы, богатые Н₂О, подвергаются фракционированию на разных уровнях мантии как до выноса их на поверхность Земли, так и на самой поверхности Земли. Излияние базальтов сопровождалось привнесом (в результате дегазации) на поверхность Земли в среднем до 7% от их веса ювенильной воды в виде водяного пара или жидкой воды.

По мнению Хесса [15], образование океанической воды из той же верхней мантии происходит несколько иначе. Высвобождающаяся из мантии вода серпентинизирует перидотиты верхней части мантии, которые образуют таким образом третий океанический слой (непосредственно под более древними базальтовыми покровами). Далее,

по его мнению, над нисходящими ветвями конвекционных ячеек (под островными дугами) происходят процессы, обратные образованию слоя-3, который при температуре 500°C испытывает десерпентиннизацию и поставляет воду в океан.

Результаты драгировок в пределах Срединно-Индийского хребта показали, что в собранном материале содержатся, в основном, ультраосновные и основные породы примерно в одинаковых объемах [6]. Исследование этого материала дало основание считать серпентинизированные ультраосновные породы реликтом первозданного верхнего слоя мантии, сформировавшегося на самых ранних протопланетных этапах развития Земли и «законсервированного» под покровом базальтов второго слоя океанической коры, выплавленных из более глубоких горизонтов мантии в более позднее время.

Анализ приведенных выше фактов и сопоставление их с полученными нами данными об упругих и плотностных свойствах мафитов и ультрамафитов при высоких давлениях [1, 5] привели к нескольким представлениям по данному вопросу.

На протопланетном этапе развития Земли (рис. 1), вследствие дегазации и высвобождения воды из недр, верхние горизонты мантии частично серпентинизируются, образуя периферическую серпентинизированную оболочку Земли, которая в дальнейшем, как в случае Луны, покрывается базальтовыми лавами. Как известно, при серпентинизации ультрамафитов плотность их уменьшается (до $2,6\text{--}2,8\text{ г/см}^3$), а пластичность, как это следует из соотношения $(\nu_p/\nu_s)^2 = (2-2\nu)/(1-2\nu)$ увеличивается (ν —коэффициент Пуассона). Таким образом, в зависимости от степени серпентинизации под базальтовым слоем в отдельных участках Земли появляются породы более легкие и пластичные, чем сами покрывающие базальты.

Учитывая глобальные масштабы срединноокеанических хребтов и альпийотипных поясов и закономерную приуроченность к ним ультрамафитов, представляется вероятным, что возникновение их не связано ни с региональными полями напряжений, ни с подкоровыми конвекционными течениями. Механизм приливного торможения вращения Земли (по палеонтологическим данным, продолжительность суток в силуре была 21 час, в пермо-карбоне—22 часа и т. д.) полностью объясняет возможность образования глобальной сети геосинклинальных и георифтогенальных зон. Вследствие перманентного уменьшения объема полярной сплюснутости планеты и ввиду зонального характера распределения напряжений, деформационные структуры в полярных областях имеют характер зон растяжений (типа зияющих трещин и кольцевых структур), а в экваториальных областях—характер зон сжатия [2]. Указанный механизм нарушает сплошность всех слоев коры и верхней мантии. В этих условиях серпентинизированные пластические массы по гравитационному механизму всплывают наружу и образуют ядра срединноокеанических хребтов. При этом по тем же разрывам из астеносферного слоя мантии к оси хребта выжимаются пи-

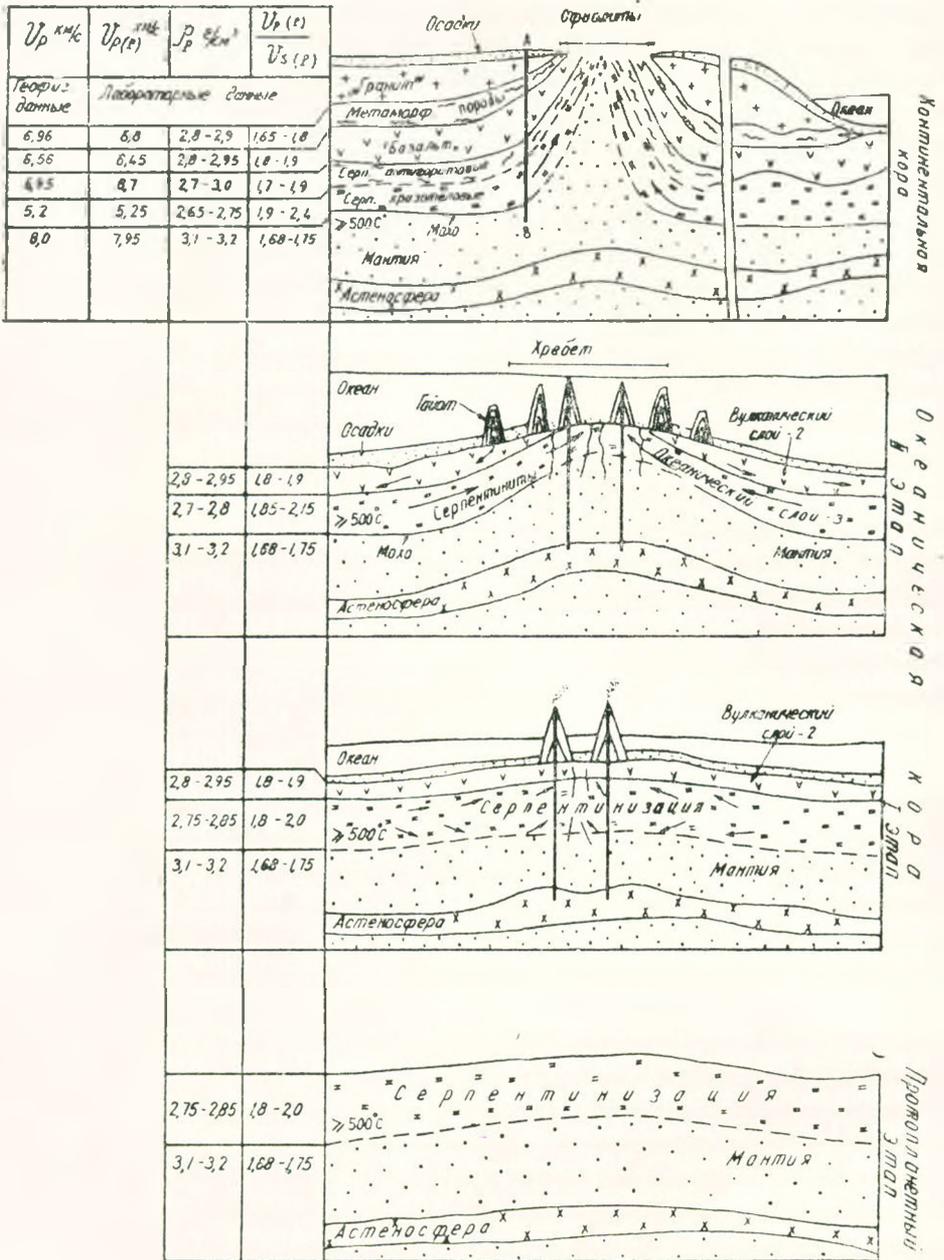


Рис. 1. Предполагаемая схема обрззв ания срединноокеанических хребтов и альпийских комплексов (вне масштаба).

ромагматические расплавы, которые питают действующие вулканы (см. рис. 1, 1 этап).

Необходимо подчеркнуть, что нарушение сплошности литосферы вследствие приливного торможения и контракции Земли создает исключительно благоприятные условия для дальнейшего раздвигания

(спрединга) противоположащих литосферных плит, развития процессов рифтообразования и офиолитового диапиризма в зоне нарушения сплошности коры.

Литосферная плита мощностью H и жесткостью изгиба B при плотности астеносферы ρ_a вследствие продольного изгиба образует прогибы (тектогены) шириной

$$L = \sqrt[3]{B/\rho_a}$$

Если свободный край такой плиты граничит с рифтовой зоной срединноокеанического хребта и плита в целом подвергается действию продольной эйлеровой силы $P_e = H\sigma_e = 2\pi^2 B/l^2$ и силы собственного веса $Q = \rho_k L$ (ρ_k — плотность литосферы, B — жесткость изгиба литосферы, равная $\rho_k R^2 H/24$, R — радиус литосферы, σ_e — эйлерово напряжение продольного осевого сжатия), то равновесие сил выразится уравнением

$$P = P_e - Q,$$

полученным энергетическим методом Ритца-Тимошенко-Динника. Подстановка значений $H = 80$ км, $\rho_k = 3,13$ г/см³, $\rho_a = 3,86$ г/см³, $B = 4,39 \times 10^{18}$ гсм, $L = 328$ км, $P_e = 10^5$ кг/см², $Q = 10^5$ кг/см² приводит к значению $P = 0$, т. е. по обе стороны срединноокеанического хребта противоположащие литосферные плиты будут соскальзывать под влиянием одного лишь собственного веса в сторону прилегающих прогибов дна океана.

Следующий, II этап развития деформационных структур знаменуется более интенсивным всплыванием серпентинизированных масс, развитием явления диапиризма, образованием компенсационных прогибов по обе стороны хребта и соответственно соскальзыванием второго вулканического слоя в сторону компенсационных прогибов. Вместе с вулканическим слоем 2 в процесс соскальзывания вовлекаются вулканические аппараты, которые со временем, благодаря абразии, превращаются в гайоты и далее погружаются на большие подводные глубины, располагаясь цепями, идущими параллельно срединноокеаническим хребтам. Из предложенной нами схемы следует, что в зонах срединноокеанических хребтов породы подвергаются горизонтальному сжатию, что с первого взгляда будто противоречит гипотезе спрединга океанического дна. Данные работы [7] по горным породам, драгированным из Срединно-Атлантического хребта, тоже указывают на процесс сжатия. В той же работе указывается о перерывах в расширении океанического дна, которые совпадают во времени с этапами активного тектонического развития Срединно-Атлантического хребта и прилегающих альпийских геосинклинальных областей суши. Указанный факт нами интерпретируется следующим образом. При спрединге океанического дна решающую роль играют, по-видимому, не мантийные конвекционные токи, а пластическая деформация серпентинизированного слоя-3. Действительно, увеличение объема этого слоя

при серпентинизации обуславливает стрессовые напряжения в слое-3, который развит повсеместно по всему океаническому дну от континента до континента.

При серпентинизации мантийного материала возникают силы горизонтального распора. Если до серпентинизации распирающее горизонтальное напряжение равнялось $\sigma'_0 = \frac{\nu_0}{1-\nu_0} \rho_0 \cdot g \cdot h$, то после серпентинизации оно будет $\sigma''_0 = \frac{\nu'}{1-\nu'} \rho' \cdot g \cdot h$ (ν — коэффициент Пуассона,

ρ — плотности пород, g — гравитационное ускорение, h — толщина слоя). Принимая для перidotитов до серпентинизации $\nu_0 = 0,25$ и $\rho_0 = 3,2 \text{ г/см}^3$, а после серпентинизации $\nu' = 0,4$ и $\rho' = 2,6 \text{ г/см}^3$, выясняется, что напряжение бокового распора в результате серпентинизации возрастает более чем на 50%. Срединг океанического дна можно было объяснить полностью действием этих сил, однако, по всей вероятности, они не могут перманентно раздвигать континенты. Перерывы в их эффективном действии обуславливают перерывы в истории расширения океанического дна. Диапировый механизм образования срединноокеанических хребтов, обусловленный вертикальным компонентом указанных сил, совпадает во времени с названными перерывами. При невозможности расширяться в латеральном направлении эффект увеличения объема вследствие серпентинизации реализуется в вспучивании мантийных масс в вертикальном направлении.

Процесс серпентинизации пород по мере продвижения от компенсационных прогибов к оси хребта должен усилиться ввиду интенсификации в том же направлении процессов трещинообразования. Это приводит к уменьшению плотности пород (до $2,65\text{—}2,7 \text{ г/см}^3$) и скорости продольных волн ($v_p = 4\text{—}5 \text{ км/сек}$), дальнейшему увеличению пластичности масс ($\phi_1/\phi_2 = 2,0\text{—}2,3$) и увеличению теплового потока от склонов к оси хребта.

Возможность существования серпентинизированных пород на больших глубинах вблизи поверхности Мохоровичича для континентальной коры до последних лет считалась маловероятной. Такие предположения для разных регионов были сделаны авторами работ [10, 12], а также нами [1] по результатам исследования упругих и плотностных свойств ультрамафитов при высоких давлениях и сопоставлении их с геофизическими данными. Интерпретация зональных мантийных аномалий дала авторам работы [3] основание для вывода о развитии на больших глубинах серпентинизированных масс по признаку наличия магнетита, который выделяется при серпентинизации ультрабазитов и обуславливает соответствующие магнитные аномалии.

Серпентиниты на больших глубинах отмечены в разрезах офиолитовых поясов Вуриносо, Кипра, Папуа, Новой Каледонии, Калифорнии [13] (рис. 2). Сравнение этих разрезов указывает на их очевидное

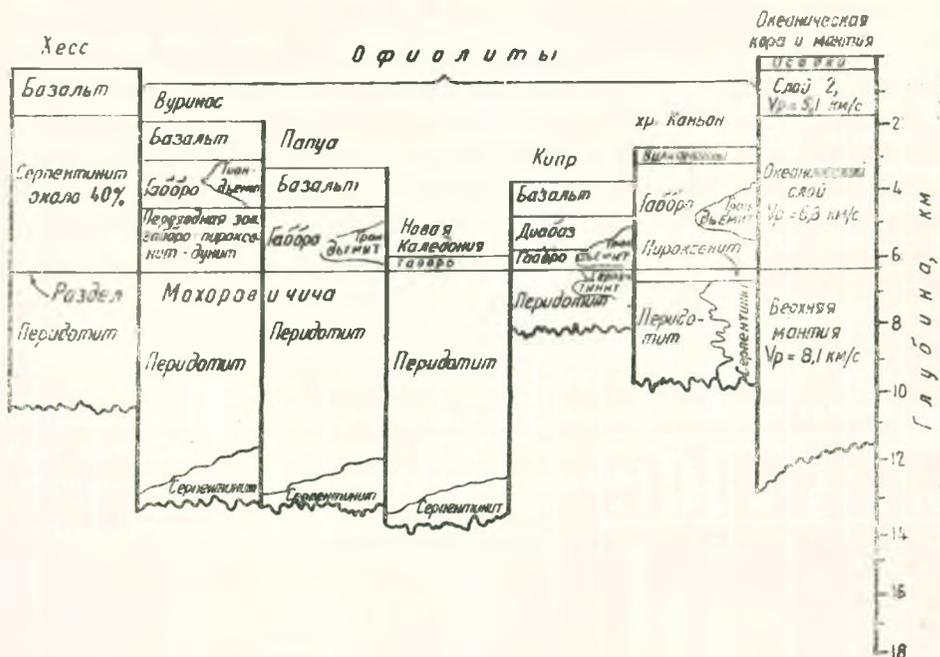


Рис. 2. Сравнение «стратиграфических» мощностей магматических образований из различных офиолитовых поясов с мощностями слоев океанической коры, оцененных по геофизическим данным [13].

сходство. Можно отметить также сходство предложенного нами разреза для районов, прилегающих к офиолитовым поясам Армении [1] (рис. 3).

Возможность серпентинизации оливинов на больших глубинах в разрезе континентальной коры нуждается в специальном обосновании. По этому вопросу можно указать на следующие предположения. По данным зональных магнитных аномалий [3], в горно-складчатых областях (кроме межгорных и красных впадин) в основании коры температура достигает 400–600°C, и появляется возможность сохранения или образования в континентальной коре серпентинизированных пород *in situ* на больших глубинах вблизи поверхности Мохо. Последняя в данном случае нами рассматривается как граница перехода от ультрамафитов мантии к серпентинизированным породам нижней коры. В геологической литературе последних лет неоднократно высказывалось предположение о том, что альпинотипные ультрамафиты являются по своей природе протрузиями океанической коры [11, 14 и др.].

Указанное выше объяснение дает основание предполагать, что вместе с остальными магматическими породами, образующими океаническую кору, перемещались и по диапировому механизму внедрялись в континентальную кору также серпентинизированные породы, которые, как отмечалось выше, составляют третий океанический слой (см. рис. 1).

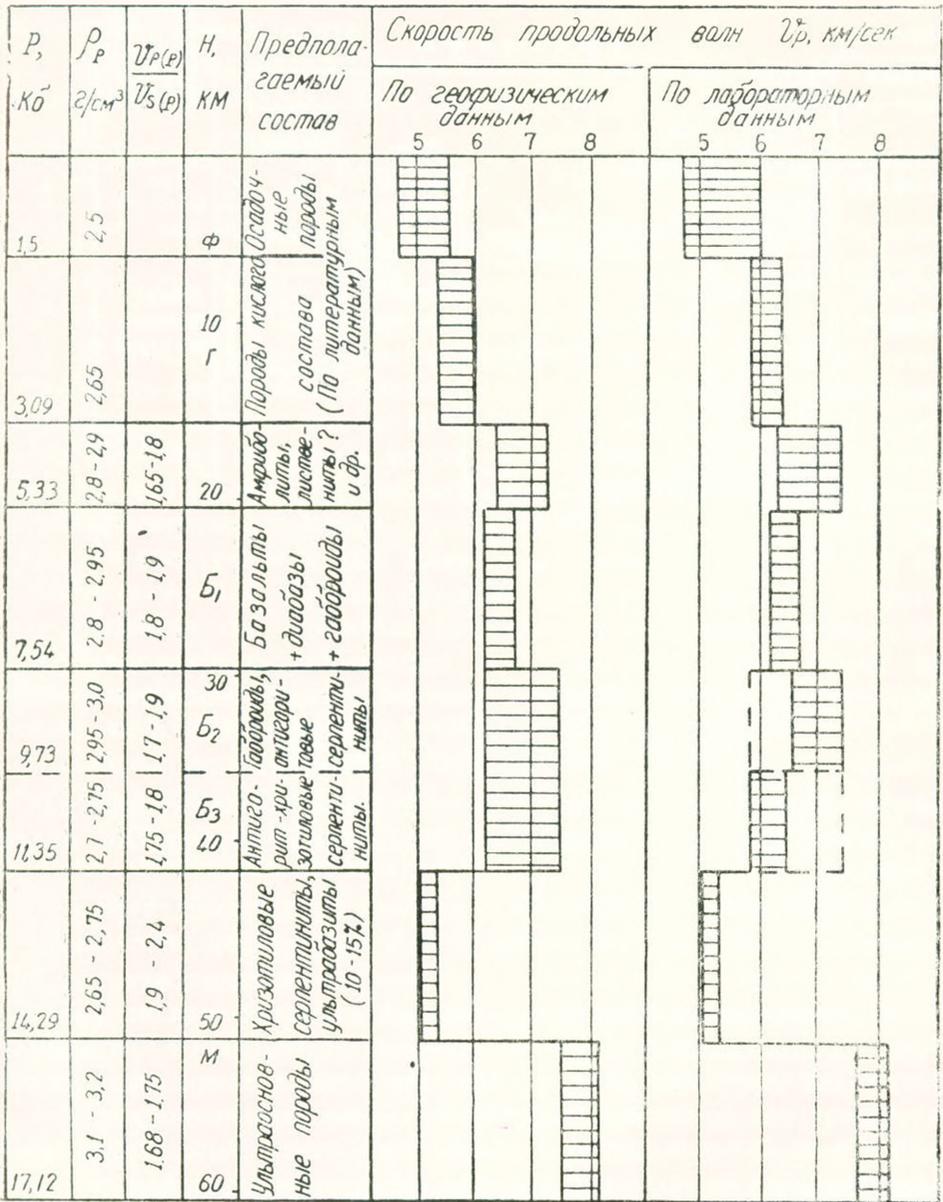


Рис. 3. Предполагаемый вещественный и скоростной разрез земной коры и верхней мантии юго-западной части территории Армении [1].

Серпентинизированные массы, имея низкую плотность и высокую пластичность, могут внедряться из больших глубин в земную кору по глубинным разломам вместе с диабазовой магмой. При движении вверх верхние части серпентинизированного слоя могут претерпевать значительные пластические деформации (вследствие высокой степени серпентинизации), за счет чего первичный хризотилловый серпентинит пла-

тически деформируется и переходит в антигоритовую разность. Последняя по своим плотностным и упругим характеристикам незначительно отличается от слабо серпентинизированных перидотитов и пироксенитов [1, 5]. По-видимому, этим же объясняется наличие антигоритовых серпентинитов в альпинотипных ультрамафитах и их отсутствие (или присутствие в незначительных количествах) в офиолитах океанических областей. Поскольку указанный процесс происходит чрезвычайно медленно, серпентинизированные массы приподнимают вышележащие слои коры без существенного изменения условий их залегания (гомологически).

Сопоставление разреза АВ (рис. 1) с разрезом, предложенным нами ранее (рис. 3), обнаруживает их хорошее согласие.

В заключение мы хотим отметить, что предложенный механизм образования офиолитовых поясов и срединноокеанических хребтов требует дальнейшего уточнения путем комплексных полевых геолого-геофизических и лабораторных исследований.

Институт геологических наук
АН Амрянской ССР,
Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР,
Ереванский политехнический
институт им. К. Маркса

Поступила 14.VI.1976

Ա. Տ. ԱՌԱՆՅԱՆ, Ա. Վ. ՇԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ, Մ. Պ. ՎՈՒՐԱՌԻԶ, Ա. Ի. ԼԵՎԻՆԸ

ԼԻՓՈՍՅՆԵՐԱՅԻ ՇԻՊԵՐԲԱԶԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ
ԵՎ ՍՊԵՐԴԻՆԻՅԱՅԻՆ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐԻ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ
ՄԵԿ ՀՆԱՐԱՎՈՐ ՄԵԽԱՆԻԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. մ. ֆ. ո. ֆ. ո. մ.

Հոգովածում փորձ է արված լարսրատոր հետազոտությունների և երկրաբանա-երկրաֆիզիկական տվյալների հիման վրա առաջադրել վերոհիշյալ ստրուկտուրաների և նրանցում տեղադրված հիպերբազիտային ֆորմացիաների առաջացման հնարավոր մեխանիզմներից մեկը:

Գրականության մեջ եղած տվյալները և մեր կողմից կատարված հետազոտությունները թույլ են տալիս ենթադրելու սերպենտինացված հիպերբազիտների առկայությունը ինչպես օվկիանոսային, այնպես էլ մայրցամաքային կեղևի խոր հորիզոններում: Սերպենտինացման պրոցեսի հետևանքով ուլտրամաֆիտների խտությունը և կշռությունը նվազում է և, ամենայն հավանականությամբ, լիթոսֆերայի խոր հորիզոններից սերպենտինացված դանդիվածները գրավիտացիոն մեխանիզմով արտամղվում են և առաջացնում դիապիրային ստրուկտուրաներ:

Առաջադրված մեխանիզմը թույլ է տալիս բացատրելու ներօվկիանոսային լեռնաշղթաների մի շարք առանձնահատկությունները՝ ջրմայլին հոսքի աճը լեռնաշղթաների թևերից դեպի նրանց առանցքը, առաձգական ալիքների

տարածման արագության նվազումը նույն ուղղությամբ, գալուստների և ատոլների զուգահեռաբար բաշխումը ժամանակի և տարածության մեջ և այլն: Օվկիանոսների հատակի սահմանափակ լայնացումը (սպրեդինգը) առաջադրված մեխանիզմով ևս ստանում է բավարար բացատրություն:

Հիպերբազիտային զոտիների և ներօվկիանոսային լեռնաշղթաների ձևավորման առաջադրված մեխանիզմի հետադա հիմնավորումը պահանջում է լրացուցիչ լաբորատոր և կոմպլեքսային երկրաբանա-երկրաֆիզիկական ու գեոքիմիական բնույթի հետազոտություններ:

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Боларович М. П., Левыкин А. И., Арутюнян А. В. О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении. ДАН Арм ССР, т. 61, № 3, 1975.
2. Асланян А. Т. Предельные значения мощности и прочности литосферы в свеге теории гравитационного сжатия и приливного торможения Земли. Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
3. Борисов А. А., Круглякова Г. И., Фирсова Д. Б. Магнитная модель верхов мантии континентальных и морских структур СССР. В сб. «Физические свойства, состав и строение верхней мантии», «Наука», М., 1974.
4. Виноградов А. П. Введение в геохимию оксана. «Наука», М., 1976.
5. Боларович М. П., Левыкин А. И., Элевич В. Я. Тектоническая обстановка серпентинизации гилербазитов Воронежского кристаллического массива по данным изучения скоростей упругих волн в образцах пород при давлении до 25 кб. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1972.
6. Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана. Под ред. А. П. Виноградова и Г. Б. Удинцева. «Наука», М., 1972.
7. Ливров В. И., Бараш М. С. Тектонические фазы развития Срединного Атлантического хребта. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1976.
8. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. «Наука», М., 1975.
9. Менард Г. У. Глубоководное дно океана. В сб. «Океан», «Мир», М., 1971.
10. Москалева С. В. О возможной природе поверхности Мохоровичича. В сб. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». «Наука», М., 1970.
11. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
12. Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. В сб. «Земная кора», ИЛ, М., 1975.
13. Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, Geoph. Res. 76, № 5, 1971.
14. Hess H. H. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 62, 1955.
15. Hess H. H. History of ocean basins, Petrol. Studies, a volume to honor of A. F. Buddington, p. 599—620, 1962.
16. Hess H. H. In Submarine Geology and Geophysics, 17th Colston Research Symposium, Bristol, England, ed by W. F. Whitford, R. Bradshaw, p. 317—333, Butterworths, London, 1965.
17. Moores E. M. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 118, 74, 1969.
18. Wyllie P. J. In ultramafic and Related Rocks, ed by P. J. Wyllie, p. 403—416, Wiley, New York, 464 p., 1967.

УДК 551.24+553.441 (479.25)

Л. С. МЕЛИКЯН

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОДСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ

Установление геолого-структурной позиции рудных полей вместе с другими важными вопросами металлогенического анализа находится в центре внимания широкого круга геологов. Некоторые общие сведения о позиции Зодского рудного поля приведены в работах ряда исследователей [3, 15, 16, 11, 12, 18 и др.].

Рассматриваемое рудное поле в составе Зодской рудной зоны [18] расположено в средней полосе Главного офиолитового пояса Малого Кавказа [3, 23, 21, 19] и тяготеет к внутренней части его юго-западного ограничения (в современном эрозийном срезе). На Зодском рудном поле наряду с широким проявлением пород офиолитовой серии, с редкими выходами метаморфических пород фундамента, развиты также перекрывающие их более молодые осадочные и вулканогенные образования. В разрезе Зодского рудного поля выделяются фрагменты герцинского, а также средне- и верхнеальпийские структурные этажи [17]. На этом фоне оруденение полностью локализовано в нижнем подэтаже (нижнесенонский) среднеальпийского структурного этажа. Залегające выше породы верхнесенонского подэтажа являются дорудными, а мнлоплиценового подэтажа—пострудными.

Одним из важных факторов, определяющих позицию Зодского рудного поля, является его приуроченность к сочленению Севанского и Сарыбабинского синклинориев. Указанный стык на фоне интенсивного прогибания синклинориев в течение всей истории своего геологического развития имел четкую тенденцию к воздыманию. Это более определенно проявилось при становлении офиолитового структурного подэтажа, приведшего к инверсии главных синклинорных прогибов Севано-Карабахского сегмента и последующему геоантисинальному их развитию.

В соответствии с представлениями А. А. Габриеляна [8], Э. Ш. Шихалибейли [23] и других упомянутая полоса сочленения представляет собой поперечное поднятие, ориентированное в близмеридиональном—с.-в. направлении (Зодское—по А. А. Габриеляну и Мровдаг-Зодское—по Э. Ш. Шихалибейли).

Наличие указанного поперечного поднятия подтверждается изменениями фаций и мощностей вулканогенно-осадочных образований офиолитовой серии и вышележащих комплексов с приближением к району рудного поля. В частности, установлено постепенное выклинивание мощных (до 400 м) пачек относительно глубоководных осадочных образований офиолитовой серии (глинистых, известковистых, ра-

диоляриевых) при резком возрастании роли вулканических пород, переслаивающихся с внутриформационными конгломератами. Кроме того, на рудном поле из геологического разреза выпадают осадочные образования верхнеконьякского, сантонского и кампанского ярусов, которые в смежных районах представлены известняками, алевролитами, конгломератами и др. Этим обстоятельством обусловлено трансгрессивное налегание здесь известняков (с базальными конгломератами в основании) маастрихтского яруса непосредственно на вулканогенные и интрузивные породы офиолитовой ассоциации.

Анализ вышеприведенных данных указывает на то, что только в эоценовое время территория рудного поля была приподнята, примерно, на 1000—1500 м. В последующие эпохи, судя по геологическим разрезам прилегающих областей, поперечное поднятие сохраняло свое положение, вследствие либо его непрерывающегося воздымания, либо опускания этих областей. Об этом свидетельствует накопление эоценовых, а также миоценовых мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в указанных областях.

Наряду с вышеотмеченным, геолого-структурная позиция Зодского рудного поля определяется его расположением на северо-западном азимутальном продолжении погружения соответствующего фланга Карабахского антиклинория (в 20 км). Это крупное неотектоническое сооружение Сомхето-Агдамской зоны обнажается в пределах офиолитового пояса в виде вытянутого останца обрамления, представленного породами юрской системы.

Таким образом, по отношению к внутренним тектоническим сооружениям первого порядка Севано-Карабахского сегмента Зодское рудное поле занимает узловую позицию, вырисовываясь как один из наиболее приподнятых участков в пределах мегасинклинали офиолитового пояса. Тем самым выявляются общие черты характера развития этой площади с главными рудоносными площадями Армянской ССР [3].

Важным элементом в определении геолого-структурной позиции Зодского рудного поля является его приуроченность к крупной Каранмап-Гейдаринской антиклинальной складке. В поперечном сечении этой складки рудное поле (его рудоносные участки) локализовано в пределах юго-западной половины приосевой полосы и соответствующего крыла. Ориентируясь в целом согласно с простиранием офиолитового сегмента, Каранмап-Гейдаринская складка характеризуется в плане горизонтальными изгибами оси по простиранию с северо-западного на широтное. Именно к одному из таких интервалов, протяженностью в несколько километров, и приурочено Зодское рудное поле, занимающее по отношению к отмеченному изгибу южное положение (рис. 1). Выпуклость характеризуется большим радиусом (порядка 5—6 км) и изменением направления оси в пределах 25—30°.

На юго-западном продолжении рудного поля прослеживаются и другие складки, но они характеризуются небольшими размерами, от-

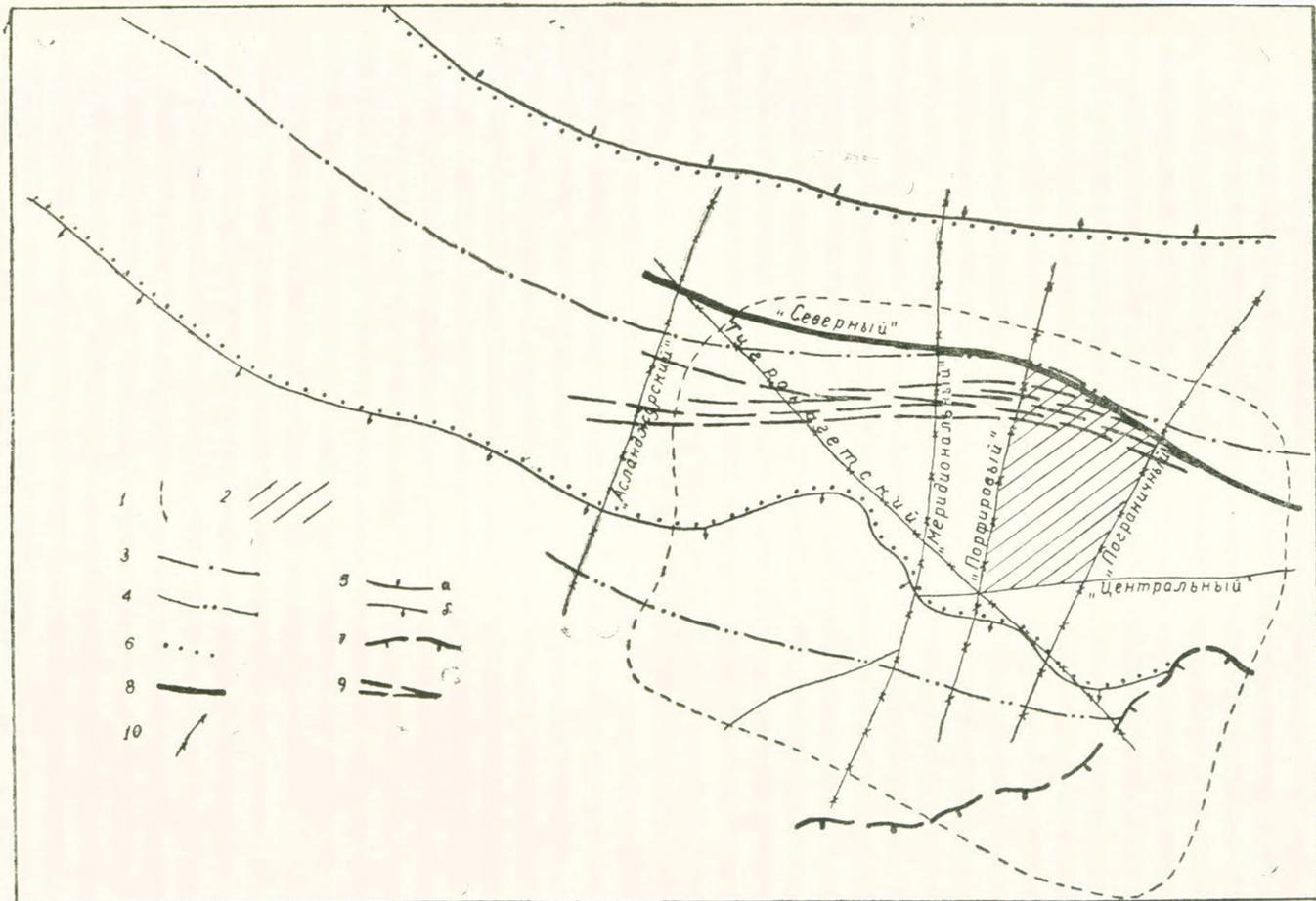


Рис. 1. Схема структурной позиции Зодского рудного поля и месторождения (по Л. С. Мелияну): 1—контуры рудного поля; 2—блок Зодского месторождения; 3—ось Караимап-Гейдаринской антиклинали; 4—ось Инакдагской синклинали; 5—северное (а) и южное (б) крылья Караимап-Гейда-

ринской антиклинали и границы верхнесенонского структурного подэтажа; 6—границы нижнесенонского структурного подэтажа (по ядру антиклинали); 7—борт Кельбаджарской мульды; 8—швы глубинного разлома; 9—опережня шва глубинного разлома (зоны брекчирования), 10—скрытые разломы глубокого заложения.

существом относительно четко выраженного изменения направления оси и вместе с этим—золотого оруденения в их пределах.

Для позиции Зодского рудного поля характерна его приуроченность к участку складки, где намечается сужение ее замковой части и уменьшение размаха крыльев. Если на северо-западе и востоке эта ширина достигает 5 км, то на западном фланге Зодского рудного поля она составляет всего 3 км. Тем самым очевидна приуроченность рудного поля к структурному узлу в пределах рассматриваемой складки.

Среди главных факторов, определяющих позицию Зодского рудного поля, следует подчеркнуть наличие швов глубинного разлома, трассируемых выходами гипербазитов. Три из них, тесно переплетаясь, прослеживаются в северной части рудного поля, а один—в юго-западной. Основная—северная ветвь продольных разломов рудного поля, кроме главных составляющих, сопровождается сетью оперяющих разрывов. Все они сливаются в общую зону выделенного нами по ущелью р. Седляр Северного разлома, концентрируясь в более локальном горизонтальном изгибе оси Каранман-Гейдаринской антиклинали. Указанная полоса вместе с изменениями ориентировки оси последней также претерпевает соответствующие изменения с развитием поздних оперяющих разрывов.

Как установлено, продольный глубинный разлом пояса и его ветви являются по характеру развития сквозными и долгоживущими.

В качестве главного фактора, определяющего геолого-структурную позицию Зодского рудного поля, наряду с продольными, выступают и поперечные разломы. Эти разломы, отнесенные нами к категории скрытых разломов глубокого заложения [19], также являются сквозными и долгоживущими. По своим главным особенностям они весьма сходны с описанными в литературе (Г. П. Воларович, Н. А. Фогельман, И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, Д. И. Горжевский и др.) скрытыми разломами Забайкалья, Дальнего Востока, Рудного Алтая, Казахстана, Урала и других рудоносных областей СССР.

Наличие поперечных разломов в пределах офиолитового пояса Малого Кавказа отмечено рядом исследователей [10, 23], которые наряду с другими [1, 2, 3, 9, 21] подчеркивали их важную геологическую и металлогеническую роль не только для ю.-з. части офиолитового пояса Малого Кавказа, но и для всей территории Кавказа. Конкретно на территории Зодского рудного поля нам, а также М. М. Константинову, В. А. Грушину и другим удалось выявить целую серию скрытых поперечных разломов, которые совместно с продольными разломами предопределили не только позицию рудного поля в целом, но и отдельных его участков (рис. 1).

Исходя из роли разломов, можно заключить, что позиция рудного поля определяется также его положением как тектонического узла с наложением разноориентированных и разновозрастных разломов различного характера.



Геолого-структурная позиция Зодского рудного поля характеризуется и спецификой пространственного размещения интрузивных, субвулканических и дайковых образований. В частности, рудное поле приурочено к участку резкого сужения Караиман-Гейдаринского гипербазитового массива, ширина которого за пределами рудного поля составляет несколько км, а в его пределах—первые сотни метров, с переходом в разрозненные линзы. С другой стороны, рудное поле в целом охватывает Зодский массив габбронидных пород, который не прослеживается за его контурами.

В пределах рудного поля часты и субвулканические тела, связанные с ранним (нижнесенонским) эффузивным магматизмом.

В определении геолого-структурной позиции Зодского рудного поля важным является относительно широкое развитие в его пределах малых интрузий. Ранние из них (основного и среднего состава) внедрились непосредственно после становления офиолитов, а поздние (среднего и кислого состава)—в собственно орогенную стадию, после формирования верхнесенонского структурного подэтажа.

При рассмотрении геолого-структурной позиции Зодского рудного поля по отношению к выходам интрузивных пород следует подчеркнуть, что интрузивные массивы ранней стадии развития в его пределах являются согласными со складчатостью, в то время как малые интрузии, особенно поздние, обычно пересекают главное антиклинальное сооружение, являясь по отношению к последнему поперечными; лишь в приосевой полосе последнего они частично приобретают согласную ориентировку. Сказанное относится в основном к наиболее важным из серии малых интрузивов телам кварцевых липарито-дацитовых порфиров, с которыми в структурно-геологическом отношении тесно ассоциирует золотое оруденение.

В определении геолого-структурной позиции Зодского рудного поля важным явилось и его нахождение в непосредственной близости с Кельбаджарской наложенной мульдой (рис. 1). Последняя развивалась после верхнего мела в предорогенную стадию и связана с поздним этапом образования наложенных вулканогенных прогибов на Малом Кавказе [22].

Кельбаджарская мульда заложилась в месте пересечения крупных зон глубинных разломов—поперечной Тертерской и продольной—юго-западного борта офиолитового пояса. Зодское рудное поле приурочено к наружной стороне прибортовой части упомянутой мульды, что обусловило раскрытие характерных систем разрывных нарушений, а также проявление более интенсивной мелкой трещиноватости.

В настоящее время рядом исследователей и нами подчеркивается важное значение Кельбаджарской мульды в геолого-структурном контроле позиции некоторых рудных полей гидротермальных месторождений центральной части Малого Кавказа. В частности, устанавливается значительная ее роль в становлении геолого-структурной позиции Тутхунского, Агятагского, Агдуздагского и др. рудных полей

[20 и др.]. Это можно объяснить проявлением резко отличных тектонических движений в пределах офиолитового пояса и Кельбаджарской мульды. Вследствие этого в обширной прибортовой полосе последней сказались действие пары сил, обеспечившее растяжение и более интенсивное проявление разрывных нарушений, впоследствии сыгравших роль рудоконтролирующих и рудовмещающих.

В результате действия совокупности приведенных выше главных факторов на территории Зодского рудного поля завершилось формирование широтных зон дробления и брекчирования, ориентированных главным образом по контактам основных и ультраосновных интрузивов, по швам глубинного разлома и их оперений. В пределах Зодской рудной зоны протяженность последних составляет до 20 км при колебании ширины зон дробления пород от нескольких до 50—100 м [18]. Зоны дробления, интенсивной трещиноватости наблюдаются также и вдоль поперечных разломов, но имеют резко подчиненное развитие.

Узлы пересечения разноориентированных разломов обеспечили высокую проницаемость рудного поля и ряд особенностей его позиции.

Сложность и многогранность охарактеризованной позиции рудного поля становятся более наглядными при сопоставлении ее с известными теоретическими представлениями (классификациями) позиций постмагматических рудных полей [14, 6, 7, 4]. При этом выясняется, что изученное нами рудное поле объединяет шесть из намеченных Ф. И. Вольфсоном восьми позиций рудных полей.

Таким образом, Зодское рудное поле по сочетанию различных позиций является характерным среди многих известных рудных полей гидротермальных месторождений.

По нашим представлениям, особенности геолого-структурной позиции Зодского рудного поля в некоторой степени отражены и в его морфоструктурной характеристике. В этом отношении рудное поле также вырисовывается как сложный узел. Оно расположено на пересечении трех горных хребтов: Севанского—северо-западного, Мровдагского—широтного и Восточно-Севанского—меридионального простираний. Тесная взаимосвязь геологического строения, структурной позиции и морфоструктурных особенностей в настоящее время подчеркивается и для рудных полей других районов Советского Союза [5, 13].

На рассмотренном фоне позиции рудного поля достаточно четко выявляется и позиция Зодского месторождения. В соответствии с приведенной схемой позиция последнего определяется его приуроченностью непосредственно к осевой полосе Караиман-Гейдаринской антиклинали с охватом и стыка юго-западного ее крыла. Вместе с этим, в качестве одной из наиболее характерных черт надо подчеркнуть приуроченность Зодского месторождения к локальной, более подчиненного порядка, горизонтальной вогнутости оси Караиман-Гейдаринской антиклинали. Последняя вырисовывается как изменение направления

оси складки в плане, проявленное восточнее вышерассмотренного главного горизонтального изгиба. Участок месторождения охватывает именно весь промежуток указанной вытянутости, радиус которой здесь небольшой и определяется в пределах 2 км. Направление оси складки на этом интервале меняется от широтного к юго-восточному, с последующим переходом в широтное. Месторождение в отношении этого изгиба также занимает южное положение, однако в отличие от рудного поля, оно приурочено к его внутренней стороне.

Территория месторождения представляет собой четко выраженный блок, ограниченный со всех сторон разломами. Северная граница блока представлена главным швом продольного глубинного разлома. Западная и восточная границы выражены скрытыми разломами глубокого заложения, места проявления которых соответствуют границам отмеченной локальной вогнутости оси складки. Южная граница блока месторождения, по нашим представлениям, также выражена скрытым разломом, принадлежащим к группе продольных швов глубинного характера.

В силу тектонических особенностей проявления позиции месторождения его территория характеризуется широким развитием разрывов более низкого порядка. Из них в первую очередь надо отметить упомянутые выше зоны брекчирования широтного и близширотного направлений, являющиеся оперениями швов глубинного разлома.

Среди главных факторов, определяющих геологическую позицию месторождения, надо подчеркнуть и его приуроченность к контактовой полосе массивов гипербазитов и габброндов рудного поля. Вместе с этим, блок месторождения отличается концентрированным проявлением тел малых интрузивов различного состава и, в частности, проявленных только в его пределах наиболее кислых их разновидностей — кварцевых липарито-дацитовых порфиров, которые являются наиболее выдержанными и важными по значению.

Исходя из вышеприведенного, позиция Зодского рудного поля определяется: 1) внутренней частью юго-западной пограничной полосы офиолитового пояса; 2) стыком синклинорных прогибов Севано-Акеринского сегмента офиолитового пояса; 3) поперечным поднятием этого стыка с проявлением выдержанной тенденции к воздыманию; 4) расположением на направлении погружения крупного Карабахского антиклинория Сомхето-Агдамской зоны; 5) приуроченностью к нижнему (нижнесепонскому) структурному подэтажу. Вместе с этим более конкретно позиция рудного поля определяется: 6) швами продольного глубинного разлома и их оперениями; 7) осевой полосой крупной антиклинальной складки; 8) горизонтальными изгибами указанных разрывов и оси складки; 9) глубоководными скрытыми разломами поперечной и диагональной ориентировки; 10) морфологическими особенностями крупных массивов гипербазитов и габброндов и их контактовой полосы; 11) выходами малых интрузивов с концентрированным проявлением в пределах отдельных блоков; 12) несоглас-

ственной приуроченностью к бортовой части наложенного по отношению к оффиолитам прогиба с интенсивным эффузивным вулканизмом.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2. IV. 1976.

Լ. Ս. ՄԵԼԻՔՅԱՆ

ԶՈՂԻ ԶԱՆՔԱԳԱՇՏԻ ԵՐԿՐԱՐՄԱՆԱՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ ԳԻՐՔԸ

Ս. մ փ ո փ ու մ

Զողի: ճանապարհորդ, հեղինակի կարծիքով, պետք է դիտել ճամանան ճանապարհի զոնայի կազմում, օֆիոլիտային զոտու Սևանա-Արևիայի հատվածի ներքին մերձսահմանային մասում: Այդ տարածքը ներկայացնում է օֆիոլիտային զոտու առաջին կարգի սինկլինորային իջվածքների (Սևանի և Սարիբաբի) սահմանը, որպես լայնակի բարձրացված կառուցվածք՝ վեր բարձրանալու մշտական հակումով: Այն գտնվում է Սոմխեթո-Ղարաբաղի անտիկլինորային խոշոր կառուցվածքներից մեկի խորասուղման ուղղությամբ:

Հանքազաշտում նշվում են ստրուկտուրային մի քանի հարկեր ու ենթահարկեր: Հանքայնացումը հարում է օֆիոլիտային (ստորին սենոն) ենթահարկին: Այս ամենի հետ միասին ճանապարհորդի դիրքը որոշվում է՝ երկայնակի խորքային խզվածքի «կարերով» և նրանց ճյուղավորություններով, անտիկլինալային խոշոր ծալքի առանցքային մասով և այդ առանցքի ու խզվածքների կորուսյուններով, «խոր կեղևային» լայնակի խզվածքներով, ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների զանգվածների սահմանային գծով, «խորք ինտրուզիվ» մարմինների ելքերով: Կանխորոշող այս գործոնների շարքում հանքազաշտի դիրքի որոշման հարցում հեղինակը նշում է նաև վրայդրված, ուշ հրարխային իջվածքի եղրային գծի կարևոր դերը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азизбеков Ш. А., Магакьян Н. Г., Твалчрелидзе Г. А., Харчук Л. П. Металлогения Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII. «Наука», М., 1964.
2. Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш., Тектоническое развитие малокавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса. «Геотектоника», № 6, 1966.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат», Ереван, 1953.
4. Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1960.
5. Волчанская И. К. Морфоструктурные построения и особенности локализации некоторых рудных узлов Приморья. В сб. «Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР». «Наука», М., 1972.
6. Вольфсон Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. В кн. «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений». Изд-во АН СССР, 1955.
7. Вольфсон Ф. И. О структурных поисковых критериях на рудные поля гидротермальных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. «Цветная металлургия», № 3, 1958.

8. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1959.
9. *Гамкрелидзе П. Д.* Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, № 10 (15), 1957.
10. *Кашкай М. А., Тамразян Г. П.* Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона, их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. Изд-во АН АзербССР, 1967.
11. *Константинов М. М., Грушин В. А.* Геологическая позиция Зодско-Агдзудагского золоторудного узла в Закавказье. Сов. геология, № 11, 1969.
12. *Константинов М. М.* Структуры золоторудных полей Закавказья и основные закономерности их размещения. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1973.
13. *Кочнева Т. Н.* Особенности проявления Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры в современном рельефе (юго-восточное Забайкалье). В сб. «Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР». «Наука», М., 1972.
14. *Крейтер В. М.* Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1956.
15. *Магакьян И. Г.* Основные черты металлогении Армении. Сов. геол., № 7, 1959.
16. *Магакьян И. Г., Амирян Ш. О.* Золото. В кн. «Геология Армянской ССР», т. IV. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1967.
17. *Меликян Л. С.* К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
18. *Меликян Л. С.* О выделении Зодской рудной зоны в пределах Севанского рудного района. ДАН АрмССР, т. 50, № 4, 1970.
19. *Меликян Л. С.* Геолого-тектонические особенности становления офиолитов Амасия-Севано-Карабахской ветви Малого Кавказа и «проблема офиолитов». Известия АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXVII, № 3, 1974.
20. *Насибов Т. Н.* О значении полосы сочленения Кальбаджарской наложенной мульды с другими структурами Севано-Акеринской зоны в локализации ртутного оруднения. ДАН АзербССР, т. XXII, № 10, 1966.
21. *Хаин В. Е.* Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестник МГУ, геол., № 2, 1970.
22. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. «Недра», М., 1973.
23. *Шихалибеги Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 2. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1966.

УДК 551.311.231

Р. А. АРАКЕЛЯН, Г. Б. НИСАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОНОСНЫХ ПОРОД ДРЕВНЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СРЕДНЕГО-ВЕРХНЕГО КАРБОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Геология и вещественный состав

Латеритовые бокситоносные породы древней коры выветривания распространены в Приараксинской структурно-формационной зоне— в южных районах республики и на сопредельной территории Нахичеванской АССР.

Согласно Р. А. Аракелян [2], впервые обосновавшему возраст этих пород, они образовались во время средне-позднекарбонового перерыва в герцинском цикле осадконакопления.

За последнее время опубликованы две статьи, в которых оспаривается средне-верхнекарбоновый возраст латеритовых пород. Р. Г. Гулиев и соавторы [5] усматривают перерыв между пермью и триасом на территории Нахичеванской АССР, к которому, по их мнению, и приурочены бокситоносные породы. Утверждение это является, по крайней мере, неожиданным, поскольку отложения нижнего триаса повсеместно залегают на верхнепермские известняки без углового и стратиграфического несогласия. Так считают исключительно все геологи, изучавшие указанные отложения на территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР, в том числе Ш. А. Азизбеков [1], карта которого использована в упомянутой публикации. Более подробная критика позиций ее авторов приводится в статье Э. Я. Левена [6], с которой мы полностью согласны. Вместе с тем, Э. Я. Левен считает, что латериты слагают основание разреза пермских отложений. Казалось бы разница небольшая между этой точкой зрения и авторов настоящей статьи: в обоих случаях латеритообразование генетически связывается со средне-позднекарбоновым перерывом. Однако, в зависимости от того, слагают ли эти породы основание перми или локализованы на размытой поверхности визея,—существенно меняется толкование их генезиса, о чем подробнее будет сказано ниже.

Латеритовые образования не выдержаны в пространстве, неустойчивы по составу и мощности пород. Они залегают в виде отдельных карманов, линз и прослоев, мощностью от 0,5 до 70 м. Среди них выделяются следующие разновидности: мелкообломочные бокситоносные породы, крупнообломочные песчанистые ожелезненные породы с бобовинами, ожелезненные известняковые брекчии и конгломераты.

Мелкообломочные (песчано-глинистые) бокситоносные породы прослеживаются в направлении от СВ крыла Зова-

шенской антиклинали до СВ крыла Урцкой антиклинали. Вторая полоса этих пород протягивается от СВ крыла Армашской антиклинали до Джафарлинской синклинали у села Кярки. Мощность их колеблется в пределах 10—70 м. Встречаются плотные и рыхлые разновидности. Цвет пород буровато-красный, коричневый, окраска сплошная. Содержат желтовато-зеленые, бурые и бесцветные бобовины, размером 0,5—1 см (рис. 1, 2). Последние распределены в разрезе неравномер-



Рис. 1.

Рис. 1. Мелкообломочная (песчано-глинистая) бокситопосная порода с бобовинами. Нат. вел.

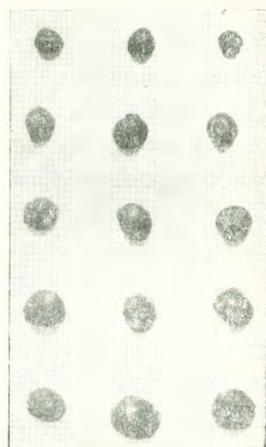


Рис. 2.

Рис. 2. Бобовины бокситопосных пород. Нат. вел.

но: ближе к кровле латеритовых тел их значительно больше, здесь встречаются прослойки, резко обогащенные бобовинами. Карбонатность пород в среднем составляет 8%.

Крупнообломочные песчаные железистые породы распространены в пределах ЮЗ и СВ крыльев Кадрлинской и Бозагыльской антиклиналей; встречаются также на ЮЗ крыле Урцкой антиклинали. Мощность незначительная—0,5—0,7 м. Представляют собой плотные, реже рыхлые породы красновато-бурого, темно-коричневого, почти черного цвета; окраска сплошная. Нередко в песчанниках встречаются полуокатанные гальки карбонатных, реже других осадочных пород. Цемент состоит из гидроокислов железа с примесью магнетита, гематита и глинистого вещества. Обычно содержат зеленовато-серого цвета бобовины, размером до 0,3—0,5 см. Встречаются также разновидности без бобовин. В железистых песчанниках бобовины значительно меньше, чем в мелкообломочных породах. Распре-

делены они в разрезе неравномерно, но чаще встречаются в ее верхней части. Карбонатность пород в среднем составляет 10%.

Ожелезненные известняковые брекчии распространены на СВ крыльях Кадрлинской и Урецкой антиклиналей и в пределах Кяркшской синклинали. Состоят из угловатых обломков подстилающих нижнекарбонатовых известняков, сцементированных глинистым веществом и гидроокислами железа. Размер галек колеблется в пределах 0,5—5 см. Ожелезненные известняковые брекчии обычно плотные, реже рыхлые породы красновато-бурого цвета. Бобовины в них отсутствуют.

Ожелезненные конгломераты имеют наименьшее распространение, развиты лишь в районе Сарипапской антиклинали. Мощность их колеблется от 1 до 5 м. Они слагают основание разреза пермских отложений и представляют собой типичные (базальные) конгломераты. Состоят из обломков осадочных, в основном карбонатных, пород, сцементированных глинисто-железистым материалом. Гальки хорошо окатаны, размеры их колеблются в пределах 0,5—10 см.

Описанные выше типы латеритовых пород очень близки по минеральному составу. В тяжелой фракции их обнаружены циркон (в среднем 1,45%), турмалин (0,65%), рутил (0,25%), железистые слюды (0,8%), мусковит (0,60%), диаспор (редкие зерна, иногда до 1,5%), магнетит (0,3%), гидроокислы железа (67%), гематит (38%), реже встречаются авгит, лейкоксен, корунд.

В легкой фракции установлены кварц (в среднем 23%), гиббсит (редкие зерна, иногда до 0,5%), обломки осадочных и метаморфических пород (1%), интенсивно измененные минералы и обломки пород (75%).

Из глинистых минералов в песчано-глинистых породах древней коры выветривания установлены каолинит (80—90%), гидрослюда (10—20%), смешаннослойный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда (0—10%). Гидрослюда присутствует в качестве постоянной примеси, смешаннослойная фаза встречается спорадически. Распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения формации древней коры. Только в пределах Армашской антиклинали гидрослюда и смешаннослойная фаза встречаются, как правило, в нижней части разреза.

Каолинит диагностируется по интенсивным базальным отражениям с $d=7,5\text{Å}$; $3,5\text{Å}$ на дифрактограммах природных образцов; после термообработки последних рефлексы исчезают. Минерал относится к псевдомоклинному типу, структура несовершенная по оси c , параметры ячейки: $a=5,13\text{Å}$; $b=8,92\text{Å}$. На снимках суспензий частицы каолинита имеют неправильную, реже изометричную форму и резкие линии ограничения.

Термограммы типичны для каолинитовых глин: характеризуются

одним интенсивным эндоэффектом с максимумом при 570—680°C и хорошо выраженным экзоэффектом при 1000—1100°C.

Гидрослюда на дифрактограммах фиксируется по базальным отражениям с $d=10\text{Å}$ и 5Å , которые не изменяются после насыщения образцов глицерином их термообработки при 550°C. Минерал относится к диоктаэдрическому типу. Полностью его установить не удалось, вследствие диффузности рефлексов определены параметры: $a = 5,18\text{Å}$ и $b = 8,98\text{Å}$.

На некоторых дифрактограммах необработанных образцов фиксируются рефлексы с $d(001) = 10,7\text{Å}$; 11А; после насыщения их глицерином $d(001)$ возрастает до 12,3—14,2А, после прокалывания сокращается до 10Å , что свидетельствует о наличии *неупорядоченного смешаннослойного минерала* типа монтмориллонит-гидрослюда.

Условия образования

После регрессии визейского моря на территории южного Закавказья, а также в сопредельных областях Ирана и Анатолии, устанавливается континентальный режим. Одновременно раннекарбонный умеренновлажный и теплый климат сменяется типичным тропическим. Уже в среднекарбонное время указанная территория располагалась вдоль экватора и входила в центральную тропическую зону.

Рельеф средне-позднекарбонной суши был невысоким, сглаженным и имел конформное со структурами строение: антиклиналям соответствовали поднятия, синклиналям—понижения.

Отмеченные факторы—тропический климат и невысокий слабо-расчлененный рельеф—обусловили интенсивную химическую дифференциацию пород и формирование каолиновой коры выветривания. Минеральный состав латеритов свидетельствует о том, что каолиновая кора развивалась на породах карбонатно-терригенной формации верхнего девона-нижнего карбона, а также на более древних осадочных, магматических и метаморфических образованиях.

Интенсивному выщелачиванию подвергались и известняки визей, что обусловило формирование сравнительно контрастного рельефа и образование эрозионных депрессий. Последние служили своеобразными аккумуляторами латеритового вещества. Но именно этим и ограничивалась роль визейских известняков в процессе бокситообразования. Нерастворимый остаток карбонатных пород визей составляет в среднем 15%. Простые расчеты показывают, что для образования всего объема латеритовых пород, содержащих до 25—30% валового Al_2O_3 (табл. 1), необходимо разложение карбонатных пород, мощностью около 1000 м. Между тем, мощность размывших известняков составляет 100—200 м, причем часть их, очевидно, была размыва в последующие регрессивные эпохи (в мелу, эоцене). Таким образом, известняки визей возможно и

Таблица 1

Химический состав пород древней коры выветривания

№ обр.	О к с л ы												Сво од- ный гли- нозем	
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	влага	п.п.п.	Na ₂ O		K ₂ O
30	3,25	17,26	0,88	20,8	2,01	0,44	0,71	нет	0,05	0,27	10,12	0,08	0,21	4,03
31	41,67	7,81	0,85	25,20	2,00	1,11	0,27	нет	0,23	2,18	10,14	0,27	1,32	7,00
32	39,67	15,33	1,40	22,19	1,65	0,99	0,63	нет	0,20	3,53	8,67	0,15	1,72	не опре- деляется
33	36,51	19,79	1,15	25,37	3,12	0,70	0,61	нет	0,32	1,46	10,60	0,30	0,70	5,28
34	36,19	25,65	0,92	18,87	0,70	0,60	0,27	0,03	0,12	0,50	10,76	0,05	0,16	4,19
35	53,17	12,25	0,42	21,29	0,81	0,60	0,18	нет	0,04	0,09	3,16	0,04	0,16	4,57
16/23	52,81	14,15	0,98	22,14	1,14	0,62	0,21	нет	0,04	0,32	7,23	0,22	0,20	не опре- деляется
16/24	45,26	16,75	0,81	25,46	2,22	0,51	0,28	0,04	0,11	0,58	8,23	0,18	0,14	
16/25	48,22	16,80	0,79	25,94	1,46	0,38	0,38	0,04	0,09	1,04	6,78	0,31	0,14	

являлись дополнительным источником бокситообразования, однако их следует рассматривать, главным образом, как благоприятные ловушки, на выщелоченной поверхности которых накапливалась основная масса латеритового материала. Последний сносился в эрозионные депрессии преимущественно с окружающих возвышенностей. Сравнение мощностей и типизация разрезов показывают, что присводовые части узких антиклинальных поднятий были сложены латеритами, которые непрерывно подвергались размыву, причем выносился в основном глинистый материал каолинового состава. С некоторых поднятий вынос вещества был значительно более интенсивным и потому на месте сохранилась лишь известняковая древа, слабо сцементированная ожелезненным песчано-глинистым материалом. Мощности латеритовых образований на этих антиклинальных поднятиях (Кадрлинская, Бозагыльская и др.) резко сокращены (0,5—0,7 м), сами же латериты, хотя и обогащены гематитом и гидроокислами железа, но почти не содержат бобовин (бокситов).

Очевидно в понижения рельефа материал заносился не только с ближайших антиклиналей, но и с сравнительно отдаленных площадей развития. Во всех случаях перемещение вещества до пермской трансгрессии происходило в пределах суши, поэтому латеритовый материал в конечном итоге накапливался на поверхности визейских известняков, в низинах, образуя здесь карманы, линзы, реже пачки с неясно выраженной слоистостью. Наиболее полные разрезы бокситоносных пород наблюдаются в синклиналях, мощность которых достигает здесь более 70 м. Влияние пермской трансгрессии на латеритовые породы в синклиналях и антиклиналях было противоположным. Море заливало прежде всего пониженные (синклинальные) участки; последовавшее за этим интенсивное осаждение карбонатов приводит к образованию мощной известняковой покрывки, которая предохраняет латериты от дальнейшего размыва. Антиклинальные же поднятия затапливались

значительно позже, эрозия латеритов здесь продолжалась, и споспмый материал осаждался уже в морском бассейне. Именно так образовались конгломераты Сарипанской антиклинали. Таким образом, незначительным перемещением латеритового вещества с антиклинальных поднятий в пермский бассейн завершается образование формации древней коры выветривания. Как было отмечено, Э. Я. Левен считает, что все бокситоносные породы слагают основание разреза пермских отложений и приписывает им латеритно-осадочный генезис. Однако при таком толковании трудно объяснить гетерогенное строение формации древней коры выветривания. Если считать все латериты базальными слоями перми, то необходимо допустить также их переемы в полном объеме, швелирование мощностей, однородное строение разрезов и устойчивость состава слагающих их пород, чего на самом деле не наблюдается. Другими признаками неосадочного генезиса латеритов являются: сплошная красная окраска пород (нет следов влияния глеевых процессов), отсутствие фауны, слонстости (наблюдаемая местами неясно выраженная слонстость — результат деятельности временных потоков), сортировки материала по размерам частиц, диагенетических и эпигенетических минералов.

Авторы допускают переотложение латеритового вещества в пермский бассейн (что имеет место, в частности, на участке Сарипанской антиклинали), однако считают, что основная масса образуется на суше и находится либо в первичном залегании (в антиклиналях), либо во вторичном—в результате перемещения в эрозионные депрессии до наступления пермского моря. Последующие меловая и палеогеновая трансгрессии местами эродировали не только пермские отложения, но и подстилающие их известняки визея с латеритами; вследствие этого палеогеновые отложения с базальным конгломератом залегают непосредственно на более древние горизонты нижнего карбона.

Важным в проблеме бокситов является вопрос об источнике и механизме образования глиноземных минералов. По этому вопросу имеются различные точки зрения [3, 4, 7]. В нашем случае источником бокситообразования являлся каолинит. В шлифах не отмечены псевдоморфозы или иные признаки замещения каолинита минералами глинозема. Однако то обстоятельство, что бобовины встречаются исключительно в глинистых латеритах, в которых каолинит является порообразующим минералом, свидетельствует о тесной связи последнего с глиноземными минералами.

По мнению авторов, главным фактором бокситообразования была десиликация каолинитового материала, осуществляемая поверхностными водами. Известно, что растворимость SiO_2 в гипергенном цикле практически не изменяется при рН от 0 до 9, образование же бокситов происходило в диапазоне от слабокислой до слабощелочной реакции. На водопроницаемом карбонатном ложе вынос силикатного SiO_2 бескремнистыми дождевыми водами происходил достаточно интенсивно—вплоть до распада решетки каолинита на тетраэдрические и октаэдри-

ческие блоки. В этих условиях Al_2O_3 практически оставался неподвижным. Движение растворов к уровню грунтовых вод сопровождалось повышением концентрации, понижением температуры и, как следствие этого, падением их агрессивности. Все это способствовало обогащению свободным глиноземом пород верхней части разреза формации, чем и объясняется наличие бобовин исключительно в кровле латеритовых тел. Аморфный глинозем здесь полностью осаждался, образуя стяжения и в дальнейшем бобовины. В составе последних единственный алюминиевый минерал представлен диаспором, гиббсит же присутствует в легкой фракции глинистых латеритов в тесной агрегации с каолинитом. Сказанное позволяет заключить, что диаспор является минералом поздней генерации, образовавшимся за счет полигидратных форм Al_2O_3 в результате метаморфизма бокситоносных пород. Представляется вероятным следующий ряд преобразования свободного глинозема: алюмогель—гиббсит—бемит—диаспор. Значительная примесь железа, титана, кремния и других элементов в составе бобовин (табл. 2, 3) также свидетельствует об образовании последних за счет гелей.

Таблица 2

Содержание некоторых малых элементов в породах древней коры выветривания

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (M) в %	Модальное (M_0) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	15	0,01—0,03	0,022	0,024	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	15	1—3	2,084	2,192	$4,0 \cdot 10^{-1}$
Ni	15	0,003—0,01	0,009	0,009	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	15	0,03—0,1	0,08	0,08	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	15	0,003—0,03	0,027	0,025	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	15	0,001—0,01	0,008	0,0084	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	15	0,01—0,03	0,021	0,022	$8 \cdot 10^{-2}$
B	15	0,01—0,03	0,022	0,020	$1 \cdot 10^{-2}$

Таким образом, намечается несколько стадий образования бокситоносных пород:

1) стадия формирования каолиновых и латеритовых кор выветривания на осадочных и магматических породах; в эту стадию происходит интенсивный вынос Na, K, Ca, Mg, Fe, отчасти силикатного Si; щелочи и щелочные земли выносятся за пределы поля развития кор выветривания, железо окисляется и осаждается, окрашивая продукты выветривания в красный цвет;

2) стадия перемещения латеритового вещества в эрозионные депрессии, отчасти в пермский бассейн; для этой стадии характерным является дальнейшая десиликация латеритового вещества и образование минералов свободного глинозема;

Таблица 3

Содержание (в %) некоторых элементов в бурых (1) и в желтовато-зеленых (2) бобовинах

№ обр.	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr
1	3,0	2,0	0,1	0,1	10	0,04	0,03	0,003	0,2	0,07	0,025	0,01
2	2,0	10	0,01	0,03	2,5	0,04	0,2	0,003	1,02	0,08	0,03	0,01
№ обр.	Cu	Pb	Zn	Ga	Na	Be						
1	0,004	0,01	0,02	0,004	0,02	0,003						
2	0,001	0,01	0,02	0,005	0,01	0,003						

3) стадия метаморфизма и генерации диаспора.

Стадии образования бокситоносных пород и минералов свободного глинозема

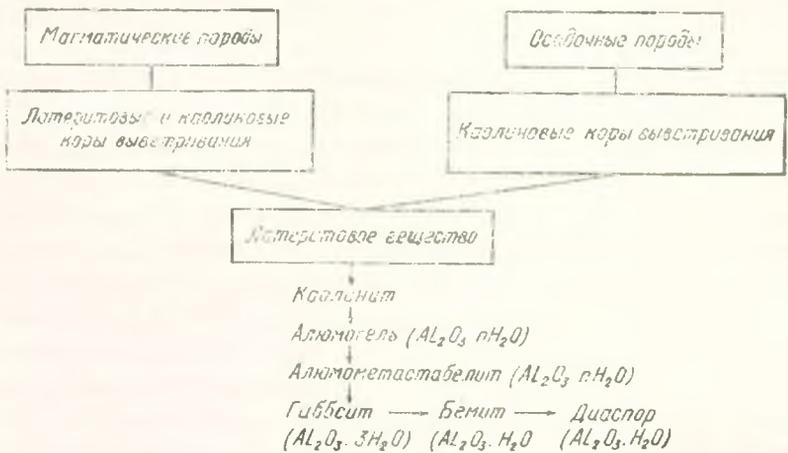


Рис. 3.

Рассматриваемые породы не являются типичными бокситами, они скорее относятся к бокситоносным латеритовым образованиям, отчасти к латеритно-осадочным. Очевидно процесс десиликации вещества протекал недостаточно интенсивно для образования собственно бокситов и близость латеритов к уровню грунтовых вод препятствовала завершению процесса бокситообразования. Менее вероятны другие причины — ресиликация, последующий размыв и т. д. Не исключено однако, что в некоторых синклиналиях, где уровень грунтовых вод был глубоким, а также на тех антиклипальных участках, которые сохранились от размыва, могли образоваться промышленные типы бокси-

тов. На выявление таких участков необходимо обратить внимание в дальнейших работах по изучению латеритовых пород.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 28.III.1975.

Ռ. Ա. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, Գ. Բ. ՆՍՍԱՆՅԱՆ, Ի. Լ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՄՀ ՄԻՋԻՆ-ՎՆՐԻՆ ԿԱՐՔՈՆԻ ՀՈԳՄԱՀԱՐՄԱՆ
ԿԵԳԵԿԻ ԲՈՔՍԻՏԱՐԵՐ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՆՅՈՒԹԱԿԱՆ ԿԱԶՄԸ
ԵՎ ԱՌԱՋԱՅՄԱՆ ՊԵՏՄԱՆՆԵՐԸ

Ս. մ փ ա զ ու լ մ

Հայկական ՍՄՀ տարածքում բոքսիտաբեր ապարները տարածված են մեկնասարքյան ստրուկտուրային-ֆորմացիոն գոտում: Նրանք զույգվել են հերցինյան ընկելի մեյլին-վերին կարբոնի սահմանում: Կառլինիտային և լատերիտային հողմնահարման կեղևի ձևավորումը պայմանավորված է եղել արևադարձային կլիմայով, թույլ կտրտված սելեֆեզ:

Հողմնահարման հետևանքով զույգացած նյութերը կուտակվել են էրոզիոն իջվածքներում: Ընդերքի խորքերը լուծույթների ներթափանցմանը համընթաց, աճել է վերջինների խտությունը և նվազել ջերմաստիճանն ու ազրեալիտայինը: Այդ պատճառով բոքսիտների լորածե հատիկները հանդիպում են միայն լատերիտային մարմինների ծածկաշերտերում, որտեղ ապահովված է SiO_2 -ի շարժունակությունը և ազատ Al_2O_3 -ի նստեցումը:

Ալյումոզիր առաջանում է կառլինիտի օկտաէդրային բյուրեղի հաշվին: Կազային միակ միներալը լորածե հատիկներում ներկայացված է դիասպորով: Գիրսիտն առկա է թեթի ֆրակցիայում կառլինիտի հետ հարաձված ազրեզատային վիճակով: Ազատ կազահողի միներալների ձևավորման շարքը ներկայացված է հետևյալ ձևով՝ ալյումոզիր ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) → դիրսիտ ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) → բյումիտ ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) → դիասպոր ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$):

Տիպիկ բոքսիտների առաջացման համար ապարների ապասիլիկացումը ընթացել է ոչ բավարար իտենսիֆոլյումք: Բացառված չէ, որ որոշ սինկլինալներում, ինչպես նաև անտիկլինալների այն տեղամասերում, որոնք պահպանվել են լվացումից, կարող էին առաջանալ բոքսիտների արգյունարևրահան կուտակումներ:

Լատերիտային ապարների ուսումնասիրության հետագա աշխատանքների ընթացքում ուշադրությունը պետք է կենտրոնացվի նման տեղամասերի հայտնաբերման վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолиздат, М., 1961.
2. Аракелян Р. А. Палеозой. В кн. «Геология Армянской ССР», т. II, Стратиграфия, Изд-во АН АрмССР, 1964.
3. Бенеславский С. И. Конкреции в бокситах и бокситоносных формациях. В кн. Конкреции и конкреционный анализ, Л., 1970.

4. Бушинский Г. И. Латерито-осадочная гипотеза происхождения бокситов. В кн. «Латериты». Доклады советских геологов. Международный геологический конгресс. XXII сессия. «Недра», 1964.
5. Гулиев Р. Г., Джабраилов М. Ш., Зейналов М. Б., Шишаков В. Б. Условия размещения бокситовых образований СЗ части Шаруро-Джульфинского антиклинория (Малый Кавказ). ДАН СССР, т. 206, № 1, 1972.
6. Левен Э. Я. О бокситах в Нахичеванской АССР и их возрасте. Известия высш. учебн. завед., геология и разв., № 12, 1973.
7. Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воро-нежской энтеклизы и ее бокситоносность. «Наука», М., 1968.

УДК 552.51.31.8

М. А. САТИАН

К ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

С расширением исследований вулканогенно-осадочных формаций различных регионов достигнуты очевидные успехи в классификации и номенклатуре слагающих их пород и в типизации самих формаций. Петрографический принцип номенклатуры формаций, как известно, является наиболее общепринятым. Однако, в применении к вулканогенно-осадочным формациям задача эта имеет свои особенности и трудности: классификация пород, составляющих формации этого семейства, и, в первую очередь, классификация т. н. вулканогенно-осадочных пород, еще недостаточно доработана. Существуют осложнения также семантического характера, ввиду возникновения обширной новой терминологии, в создании которой использованы сложные словосочетания, не всегда убедительно соподчиненные и четкие по смыслу.

Рассмотрим вначале довольно-таки распространенное понятие «вулканогенно-осадочные породы». Оно обозначает прежде всего литифицированную смесь вулканогенных и осадочных веществ (компонентов). Правда, толкование оказалось недостаточно полным, исчерпывающим и общепринятым: достаточно обратиться к таблице 1. Тер-

Состав группы вулканогенно-осадочных пород

Таблица 1

Типы пород	Литературный источник						
	1	2	3	4	5	6	7
Вулканокластические	—	—	—	—	—	+	+
Тефроиды	—	—	—	+	—	+	+
Ортотуффиты	—	—	—	+	+	— (?)	+
Паратуффиты	+	+	+	+	+	— (?)	+
Вулкано-терригенные	+	+	—	+	—	+	+

1 — классификация [5]; 2 — Малеев [8]; 3 — Кошнев-Дворников и др. [6]; 4 — рекомендации к классификации [13]; 5 — Ботвинкина [1]; 6 — Петров [11]; 7 — по автору.

мни не нашел объяснения и в геологических словарях (1962, 1973). Из сравнительной этимологии термина в петрографии и формационной номенклатуре выясняется, что если вулканогенно-осадочными принято называть довольно узкий набор горных пород, то, напротив, «вулка-

ногенно-осадочными формациями» обозначают практически все продукты вулканизма и седиментации, сопряженные в разрезе [22]. Оказалось, что по крайней мере для большинства вулканогенно-осадочных формаций формациеобразующими являются не т. н. вулканогенно-осадочные породы. В данном случае петрографический принцип номенклатуры семейства формации оказывается невыдержанным ввиду семантических осложнений, возникших с новообразованной терминологией в петрографии и формационном анализе.

Значит ли это, что отказ от термина «вулканогенно-осадочные породы» является наиболее простым способом устранения этого несоответствия, или же есть какие-то иные пути: например, расширение границ этого понятия и повышение иерархического уровня. Последний путь нам кажется более рациональным по ряду причин. Прежде всего вряд ли может вызвать сомнения значительная смысловая емкость термина «вулканогенно-осадочные породы»; им возможно объединить гораздо большее число продуктов и вулканизма, и седиментации, нежели только смешанные породы. Тенденция ревизии понятия назрела уже достаточно и первыми шагами было расширение группы за счет включения вулканокластических и позже—тефрондных пород [5, 13]. Между тем, тефронды слагают неразрывный ряд с вулканокластическими отложениями, за счет перемычки которых они и образуются. Петрографические диагностические признаки разграничения вулканокластических и собственно тефрондных образований при этом разработаны слабо. «Смазанность» переходов между ними естественна и следует из механизма накопления. Следовательно, есть основания для дальнейшего «раздвигания» границы группы вулканогенно-осадочных пород до «подхода» к лавокластам и лавам.

Вулканокластические образования—вулканогенные по источнику вещества и энергетическому механизму подачи его на поверхность и, с другой стороны,—осадочные по способу аккумуляции, действительно имеют ряд принципиально общих черт с туффитами и тем более с тефроидами, т. е. с вулканогенно-осадочными породами. Двойственная природа вулканокластических накоплений отражена так или иначе во многих специальных исследованиях [4 и др.], на которых мы здесь останавливаться не будем.

Если признать целесообразным расширенное понимание объема группы вулканогенно-осадочных пород, то, очевидно, повышается и ранговая значимость пород от группы до семейства; разумеется, при этом произойдет дальнейшая формализация термина, что неизбежно при повышении его классификационного уровня. Результаты вместе с тем могут оказаться оправданными, поскольку достигается максимально возможное номенклатурное соответствие в ряде: семейство пород—семейство формаций. Реально в семейство вулканогенно-осадочных пород, в его новом объеме, будет включено большинство продуктов вулканогенно-осадочного литогенеза, за исключением лав и лавокластов.

Таблица 2

Семейство вулканогенно-осадочных пород

Группы и подгруппы

- I Вулканокластитов
 1. Вулканокластические породы. 2. Тефроиды
- II. Смешанных пород-микститов
 1. Вулканокласто-седиментогенные смешанные породы (микститы)
 2. Эксгалационнo-седиментогенные смешанные породы (микститы)
- III. Вулканондных обломочных пород [21].

Уточним некоторые из приведенных в табл. 2 терминов.

Вулканокласто-седиментогенные породы (и осадки) из смеси вулканокластического и седиментогенного продуктов (вопросы их гранулометрии в данном случае не принципиальны, поэтому не приводятся).

Породы, руды (и осадки) эксгалационнo-седиментогенные: из смеси гидротермально-эксгалационных и седиментогенных продуктов.

Вулканогенными обломочными обычно предлагается обозначать [5] генетически разные группы пород: вулканокластические, тефроиды, туффиты, вулканомиктовые, общим признаком для которых считается обломочная структура. Однако такой подход является формальным. К примеру, значительная часть туффитов (паратуффитов, в особенности) выйдет из этой группы, поскольку в них чаще определяется осадочный компонент без обломочной структуры (хемо-биогенный), нередко превышающий 50% породы. Обломочная структура не всегда достоверно определяется в обширной группе пелитовых туффитов и туфов и т. д. Пирокластические (вулканокластические в целом) породы вряд ли правильно по структуре относить к обломочным. Этот структурный термин принадлежит петрографии осадочных пород и несет определенную генетическую информацию. Между тем известно [3], что кластическое строение некоторых вулканогенных пород обусловлено дезинтеграцией магмы вследствие взрывного расширения газовой компоненты. К «вулканогенным обломочным» поэтому правильно было бы относить лишь вулканомиктовые (вулкано-терригенные, вулканондные обломочные) породы и осадки.

Переходя к вопросу о номенклатуре вулканогенно-осадочных формаций, необходимо подчеркнуть, что вопросу этому уже изначально придавался смысл не формального описательного приема, а средства для познания сущности вулканогенно-осадочного процесса [23], иначе—изучения разнообразия форм взаимодействия вулканизма и осадконакопления. Из наиболее известных классификаций вулканогенно-осадочных формаций [10, 12, 22] наиболее целеустремленное понятие об ассоциациях пород, как парагенезах—основы формационного их

объединения, заложено в классификации И. В. Хворовой. С наибольшей продуктивностью здесь использован петрографический принцип номенклатуры групп формаций: вулканогенно-обломочной, вулканогенно-кремнистой и вулканогенно-карбонатной. По мере уточнения петрографической номенклатуры и расширения и углубления региональных исследований классификация может быть усовершенствована, но так или иначе она ныне наиболее приемлема для специальных литологических исследований. Заметим также, что задача эта неразрывно связана с вопросами типизации пространственно-временных соотношений между породами (осадками), группами пород и т. п., где, как известно, еще предстоит многое сделать. Границы вулканогенно-осадочных формаций с прочими стратифицированными формациями также заслуживают особого обсуждения.

Сонахождение эффузивов и вулканокластики возможно в самых разных пропорциях, и литологов интересуют даже самые экстремальные значения, поскольку основная задача состоит в выяснении влияния вулканизма на осадконакопление, т. е. даже при доминировании эффузивных пород проблема не снимается, а приобретает особый интерес. При специализированных исследованиях, конечно, определяется свой круг задач и по-своему реализуются методические приемы формационного анализа. Например, в ранних вулканологических исследованиях сложные эффузивно-осадочные комплексы оказалось целесообразнее рассматривать в ранге надформаций, а эффузивные секции разреза типизировать в качестве формаций [7], т. е. максимально сконцентрировать внимание на петрологических вопросах магмообразования, эволюции петрохимизма, связи с глубинным строением и т. д. Подобные примеры можно привести и из тектонических фундаментальных работ, в которых формационные ряды структурных зон обычно демонстрируются вулканогенными, а не вулканогенно-осадочными формациями.

Межформационные границы между тем не являются сугубо условными. Гораздо отчетливее обозначается граница вулканогенно-осадочных формаций с формациями осадочными. Причина объяснима — несоизмеримость скоростей накопления вулканогенного и осадочного компонентов. Последнее обстоятельство приводит к пространственному разобщению формаций, а внутри сложных формаций — к доминированию вулканогенного материала над материалом седиментогенным.

На примере эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций мезозоя — палеогена Армении становится возможным выделение пяти групп формаций в семействе вулканогенно-осадочных формаций (табл. 3).

В классификационном треугольнике (рис. 1) поле преобладания осадочных пород ($>50\%$) характеризует менее типичные разрезы вулканогенно-осадочных формаций и, может быть, полем развития лишь формаций телепирокластогенно-осадочных и вулканогенных об-

Таблица 3

Петрографическая номенклатура эвгеосинклинальных типовых вулканогенно-осадочных формаций мезозоя-палеогена Армении

Поле классификационного треугольника	Наименование формаций (группы)
I	Вулканокластическая (эффузивно-вулканокластическая) Тефроидная Кремнисто-вулканогенная Карбонатно-вулканогенная
II	Вулканокласто-седиментогенная

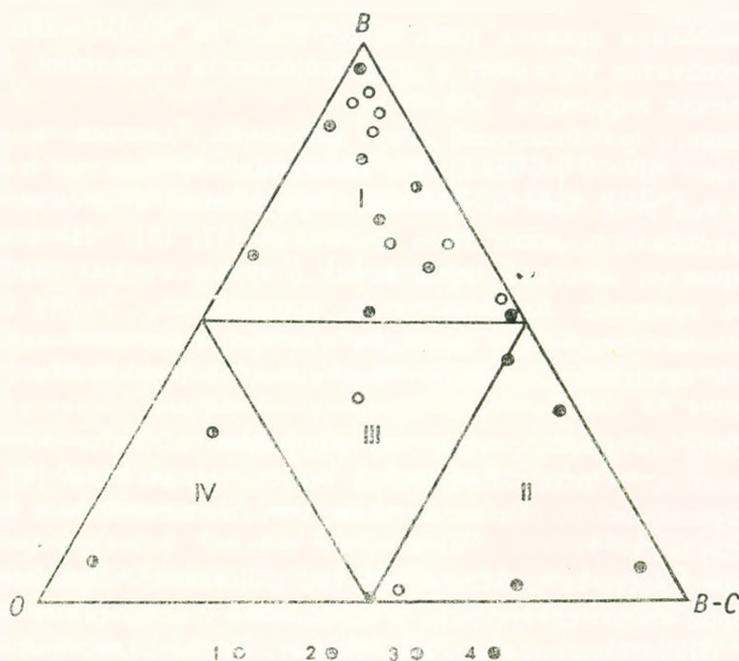


Рис. 1. Классификационный треугольник петрографической номенклатуры вулканогенно-осадочных формаций мезозоя-палеогена Армении.

Буквенные обозначения вершин треугольника:

B—вулканокластические, тефроидные и эффузивные породы.

B—C—вулканокласто-седиментогенные породы.

O—осадочные породы (включая и вулканодные обломочные).

I—4. Соотношение пород в типовых разрезах региональных формаций: 1) вулканокластических (и эффузивно-вулканокластических) [9, 16, 19, 20]; 2) кремнисто-вулканогенных [16]; 3) карбонатно-вулканогенных [9]; 4) вулканокласто-седиментогенных [14, 15, 16].

Поля усредненного соотношения количества пород формаций: I—вулканокластической и эффузивно-вулканокластической, кремнисто-вулканогенной и карбонатно-вулканогенной формаций; II—вулканокласто-седиментогенной формации; III—гетерогенного состава; IV—теленирокластогенно-седиментогенной, вулканодной обломочной и собственно осадочных формаций.

ломочных. Вулканокластический тип формации изучен в разрезе сенона Папакарского, Иджеванского и Горисского синклиниориев [16, 20], в разрезе позднего байоса Кафанского антиклинория [19]. В каждой из структур формация имеет свои отличительные черты строения и состава. Нужно отметить, что данный тип формации соответствует группе вулканогенно-обломочных классификации И. В. Хворовой [22].

Тефрондный тип формации. Широкое развитие тефрондов установлено в разрезах верхнего мела Иджеванского синклиниория [16], верхнего байоса Кафанского антиклинория [19], оксфорда-кимериджа Шамшадинского и Алавердского антиклинориев [9]. Есть основания для выделения, по крайней мере, субформации тефрондных пород. Примеры современного вулканизма островных дуг [8] и вулканологические исследования древних толщ существенно из эксплозивных субмаринных продуктов убеждают в целесообразности выделения автономной формации тефрондов.

Кремнисто-вулканогенный тип формации. Описан в разрезах офиолитовых поясов региона. По ассоциации кремнистых и вулканогенных пород различаются кремнисто-эффузивный и кремнисто-эффузивно-вулканокластический типы формаций [17, 18]. Название формации отражает сочетание кремнистых и вулканогенных пород—главных, либо наиболее информативных компонентов. Этому названию (как сложному слову) нет синонима в петрографической номенклатуре, притом название формации укоренилось в геологической литературе.

Карбонатно-вулканогенный тип формации. Описан в позднюрском комплексе Сомхето-Кафанской тектонической зоны [9]. Номенклатура приемлема по тем же мотивам, которые приведены в предшествующем случае.

Вулканокласто-седиментогенный тип формации. Преобладающим типом пород являются туффиты в ассоциации с осадочными породами и туфами. Лавы, как правило, отсутствуют. Вулканокластический материал имеет преимущественно пелловую размерность. Примером таких формаций являются среднеальбские-нижнетуронские отложения Иджеванского и Папакарского синклиниориев (глауконитоносные в базальных горизонтах), нижнекампианские отложения Папакарского синклиниория с горизонтами бентонитов и цеолитов, с проявлением эксгальционно-седиментогенных марганцевых руд [16]. Сходный тип формации выявлен в разрезе палеогена (эоцена, среднего эоцена) Севано-Ширакского и Еревано-Ордубадского синклиниориев [14, 15].

Эксгальционно-седиментогенные образования имеют подчиненное место в разрезе вулканогенно-осадочных формаций мезозоя-палеогена Армении. Исключение составляют радиоляритово-спилитовые комплексы офиолитовых серий, в составе которых целесообразно выделение яшмовой субформации, поскольку большинство пород, объединяемых в группу т. н. радиоляритов, относится к породам,

состоящим из продуктов седиментогенных: кремнезема (раковины радиолярий), отчасти глинистого компонента и газо-гидротермальных: микрозернистого кремнезема, окислов железа и марганца и т. д.

Приведенные примеры при известной дискуссионности высказанных предложений указывают на необходимость дальнейшего совершенствования петрографической номенклатуры вулканогенно-осадочных формаций. Безусловно, задача эта не «автономная», а тесно связана с привлечением возможно большего числа признаков формационной типизации: палеотектонических, петрологических, петрохимических, палеогеографических с разработкой ранговой соподчиненности формаций в соответствии с таксономией слагаемых ими структур.

Институт геологических наук
Академии наук Армянской ССР

Поступила 27.II.1975.

Մ. Ա. ՄԱԹՅԱՆ

ՀՐԱՐԽԱ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ
ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԿԱԿԱՆ ԱՆՎԱՆՈՒՑԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու լ մ

Սովորաբար հրաբխա-նստվածքային են կոչվում տարրեր ծագում ունեցող ապարների նեղ խմբեր, որոնք ֆորմացիա կազմող նշանակութուն չունեն: Ընդ որում, հրաբխա-նստվածքային ֆորմացիաներ են կոչվում ահտիվ հրաբխականության գոնանների համարյա բոլոր ստրատիֆիկացված գոյացումները: Այստեղից էլ հետևում է ֆորմացիաների ընտանիքի պետրոգրաֆիական անվանացուցակի խախտումը:

Առաջարկվում է հրաբխա-նստվածքային ապարների տերմինի ավելի լայն հասկացողություն և մտցվում են մի քանի նոր խմբային անվանումներ: Հրաբխա-նստվածքային ֆորմացիաների ընտանիքում առաջարկվում է անջատել հետևյալ խմբերը՝ հրաբխաբեկորային, կաշճքարա-հրաբխային և հրաբխա-նստվածքային (միքստային):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. «Наука», 1974.
2. Вассоевич Н. Б., Хомизури П. И., Бондарчук Г. П. Об упорядочении литологической и петрографической терминологии. Известия АН СССР, сер. геол., № 6. 1967.
3. Влодавев В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В. кн.: «Проблемы вулканизма», Ереван, 1959.
4. Дзоценидзе Г. С., Мархинин Е. К. Вулканокластические продукты и проблема их эволюции. В кн.: «Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза». «Наука», 1974.
5. Классификация вулканогенных обломочных пород. Госгеолтехиздат, 1962.
6. Колтев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. «Недра», М., 1967.

7. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
8. Малеев Е. Ф. Отличия вулканогенно-осадочного литогенеза от осадочного в орзгенных областях. В кн.: «Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза». «Наука», 1974.
9. Мандалян Р. А. Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд-пекком). В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1974.
10. Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5, 1968.
11. Петров В. П. Основы классификации туфовых и вулканогенных пород. В кн.: «Проблемы вулканизма», Ереван, 1959.
12. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., «Недра», 1966.
13. Рекомендации к классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. В кн.: «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород». Тбилиси, 1970.
14. Садоян А. А. Пирокласто-осадочная флишопдная субформация (средний эоцен). В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1974.
15. Саркисян О. А. Флишопдизия формация. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1974.
16. Сатиан М. А. Альб-верхний мел-палеоэоцен. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1974.
17. Сатиан М. А., Степанян Ж. О. Кремнисто-вулканогенная формация (верхний турон (?)-нижний коньяк). В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
18. Сатиан М. А., Степанян Ж. О. Радиоляриты офиолитовых серий Армянской ССР и их палеогеографическое значение. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
19. Сатиан М. А., Чолахян Л. С. Вулканогенно-обломочная формация (верхний байос). В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, Ереван, 1974.
20. Степанян Ж. О. Вулканогенно-обломочная формация (верхний турон-сантон). В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, Ереван, 1974.
21. Фролов В. Т. Вулканогенно-осадочные породы прендыкской свиты Южного Урала и вопросы классификации и номенклатуры. В кн.: «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород». Тбилиси, 1970.
22. Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». «Наука», М., 1965.
23. Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.

УДК 528.94 (479.25)

Ж. М. КАРАПЕТЯН

К ВОПРОСУ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Селевые потоки непрерывно наносят огромный ущерб народному хозяйству горных и предгорных районов Армянской ССР. Исследование динамики селевых явлений, их режима и характера проявления в отдельных районах республики имеет существенное значение для рационального использования природных ресурсов, охраны природы и т. д. Однако, несмотря на актуальность указанных исследований, они проводятся не систематически и носят либо экспериментальный, либо сугубо региональный характер. Кроме того, до настоящего времени еще недостаточно разработано применение более прогрессивных методов исследования, таких как использование повторных аэрофотоснимков, методов повторной наземной стереосъемки (НСС) и других инструментальных съемок и т. д.

Недостаточно разработаны также методы изображения интенсивности и режима селевых потоков на картах, их повторяемость, ход и прогноз развития и т. д. Немногочисленные работы, проводимые в республике, носят в основном экспериментальный характер, рассматривая лишь отдельные аспекты селеобразования и селевой проблемы [1, 2].

Для исследования интенсивности селевых явлений, характера их проявления в целях картографирования и прогнозирования дальнейшего их хода, необходимо применение комплексных геодезическо-картографических и геоморфологических методов с привлечением, несомненно, также материалов гидрологических, геологических и геоморфологических изысканий и съемок. Исследования, на наш взгляд, должны носить либо стационарный, либо полустационарный характер.

Исходя из этого, нами в ходе изучения динамики селевых явлений, развивающихся на юго-западных склонах Севанского хребта, были проведены полустационарные инструментальные натурные наблюдения. Объектами исследования были выбраны селеносные долины рр. Бабаджан, Памбак, Дара и Шишкая.

Детальные наблюдения за ходом развития селеносного бассейна р. Бабаджан нами были проведены с 1967 по 1972 гг. инструментальным и натурным методами, которые сводились к:

1) повторным инструментальным съемкам (мензульных и НСС) с заложением постоянных наблюдательных реперов;

2) дешифрированию аэроснимков повторных залетов (10-летней давности);

3) натурным геоморфологическим наблюдениям—окраска и нумерация относительно крупных (250—300 до 750—800 см³) валунов и глыб камней с целью установления скорости их перемещения по селевому логу;

4) продольному и поперечному повторному инвентированию отдельных участков долины реки;

5) анализу литературных и фондовых материалов относительно климата, геологического строения, гидрологического режима, почвенно-растительного покрова бассейна реки и т. д.

Выбор этих методов исследования был продиктован разнообразием геолого-литологического строения, спецификой проявления экзогенных рельефообразующих процессов и т. д.

В ходе исследования основное внимание было сосредоточено на главных факторах селеобразования:

—гидрологических: площадь водосбора, характеристика водотоков, ширина селевых логов, уклоны русел, их извилистость и т. д.;

—геоморфологических: типы рельефа, степень и характер расчленения поверхности рельефа, формы микрорельефа, морфометрические характеристики, наличие возможных заторных участков при прохождении селей и др.;

—геологических: важнейшие формации горных пород, литологические разности (известняки, мергели, глины, метаморфические как коренные, так и геолого-генетические комплексы поверхностных отложений); кроме того, очень важно было выделить такие элементы неотектоники как складки, разломы и трещины, интенсивность современных неотектонических движений и т. д.;

— гидрогеологических: выходы современных подземных вод, глубина их залегания и т. д.

При изучении динамики селевых явлений особо важное значение следует придавать также почвенно-растительным и климатическим факторам, ботаническим поясам селеносных бассейнов, преобладающим типам растительных сообществ, их составу, покрытости и др.; а при анализе климатического фактора необходимо исследовать количество и режим атмосферных осадков, температурный режим и т. д.

Все рассматриваемые выше факторы селеобразования имели как качественные, так и количественные характеристики проявления. Лишь одно звено факторов рельефообразования—характер инженерно-хозяйственного освоения территории, наличие и проектирование хозяйственных объектов и других видов деятельности человека, влияющих на ход селевых явлений,— нами было относительно мало рассмотрено. Это звено исследования явилось наиболее трудным и менее достоверным для картографирования хода селевых явлений указанных районов территории республики.

Как уже отмечено, комплексные методы исследования нами были проведены в долине р. Бабаджан, которая, по существу, является наиболее активно селеносной. Водосборная площадь бассейна состав-

ляет около 22,4 км². Река берет начало с водораздельного участка на высоте 2600—2700 м, направляется на юг, а у отметки 2300 м несколько меняет свое направление на юг—юго-восточное. До спуска уровня озера Севан река образовала конус выноса в средней части селения Бабаджан, а современный конус образуется уже на освободившейся части дна озера, на озерных отложениях, представленных здесь неотсортированными щебенисто-галечниковыми материалами. Мощность пролювия современного конуса выноса больше в его осевой части (около 2—2,5 м), чем по периферии. Основное количество твердой фазы селя поступает в главный лог из боковых, довольно узких и глубоких логов, которые образуют у выхода в главный лог мощные конусы выноса (рис. 1-Б).

Для участков верхнего течения характерно поступление селевого материала с левых и правых притоков реки, а для участков среднего и нижнего течений—в основном с левых притоков. Правый берег реки представляет собой зону мощного шлейфа, сложенного рыхлообломочным материалом. Склоны шлейфа отличаются большой крутизной и задернованностью, густо испещрены водотоками и оврагами глубиной 2,0—2,5 м и шириной порядка 35—40 м. Последние, в свою очередь, также обильно снабжают основной лог твердой фазой селя. Река у отметки 2500 м образует резко выраженное «колени» порядка 85—90° и, прижимаясь к правому берегу, принимает свой первый правый большой приток, который, несмотря на свою большую водосборную площадь, не селеносен, т. к. его долина имеет небольшой уклон (4—7°), сильно задернованные и террасированные борта освоены под сельское хозяйство, что препятствует поверхностному смыву. К этому еще добавляется сильная сопротивляемость коренных пород процессам эрозии (ультраосновные, гранодиориты эоценового возраста, которые слагают весь водосбор этого притока).

С геологической и геоморфологической точек зрения бассейн селавы Бабаджан можно охарактеризовать следующим образом: в северо-восточной части бассейна и в пределах высот 2500—2600 м над у. м. распространены комплексы пород среднего и верхнего эоцена (туфобрекчии и туфокогломераты), которые при эродировании и денудации дают глинистый и суглинистый материал. Отмеченный комплекс пород занимает площадь в 1,7 км². На этом участке уклон рельефа довольно большой, порядка 20—30°, коэффициент густоты расчленения 21, глубина расчленения 0,3. Геолого-морфометрические условия в комплексе с малой задернованностью склонов благоприятствуют сильному эродированию рельефа и интенсивному поверхностному смыву при прохождении ливневых дождей.

На участках верхнего течения реки в пределах высот 2300—2600 м распространены интрузивные породы (кварцевые диориты и т. д.) верхнего эоцена, которые, в целом, достаточно устойчивы к процессам эрозии, но, подвергаясь длительному воздействию различных экзогенных процессов, они все же разрушаются и дают щебенистый и щебе-

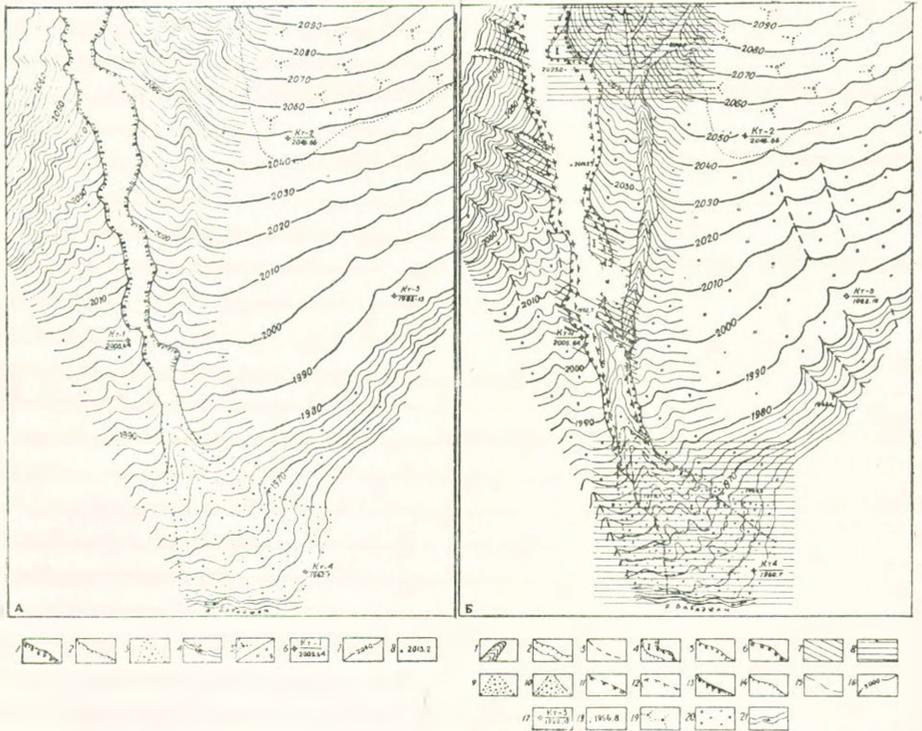


Рис. 1. (А) Схематический план первого правого селевого лога р. Бабаджан (по материалам фототеодолитных съемок). 1. Надпойменные и надрусловые обрывы. 2. Надрусловые уступы ($h=1,20-1,5$ м). 3. Конусы выноса. 4. Русло реки Бабаджан. 5. Редколесье (а) и луга (б). 6. Контрольные точки фототеодолитных съемок. 7. Горизонтالي. 8. Отметки высот точек (условно-относительные).

(Б) Динамика первого правого селевого лога р. Бабаджан за период с 1968 по 1971 гг.

1. Стадии развития оврагов: 1. Новые овраги, сформированные за 1968—1971 гг. 2. Растущие овраги. 3. Зарождающиеся овраги. II. Рост оврагов: 4. Эрозионные террасы, возникшие за период 1969—1971 гг. 5. Вновь образованные надрусловые уступы. 6. Вновь образованные надрусловые обрывы 7. Территории, имеющие тенденции к обвалам. 8. Наиболее активно изменяющиеся участки. III. Очертания рельефа за 1969 и 1971 гг. 9. Границы конуса выноса 1969 г.. 10. То же в 1971 г.. 11. Надрусловые обрывы в 1969 г.. 12. То же в 1971 г.. 13. Эрозионные уступы 1969 г. 14. То же в 1971 г. IV. Прочие обозначения: 15. Горизонтали в 1969 г.. 16. То же в 1971 г. 17. Контрольные точки фототеодолитных съемок. 18. Отметки высот точек (условно-относительные). 19. Кустарники. 20. Луга. 21. Реки.

нисто-гравийный материалы. В пределах данного участка уклоны достигают $30-35^\circ$ и, если такие уклоны для других частей бассейна могут являться сильным стимулирующим фактором в образовании твердого селевого материала, то здесь этого не наблюдается, ибо склоны сильно задернованы, что препятствует поверхностному сносу, несмотря на то, что глубина расчленения здесь 1,1—1,4, а густота расчленения не превышает 0,2—0,3.

В северо-восточной и южной частях бассейна распространены мергели и известняки верхнего сенона, которые занимают площадь в

3,3 км². Этот комплекс пород при разрушении дает песчаные и супесчаные продукты сноса и крутизна склонов здесь сильно варьирует, степень изрезанности рельефа очень различна. В северо-восточных районах уклоны достигают 20—30°, а в южных—7—10°; коэффициент глубины расчленения на северо-востоке—0,4, на южных участках—0,2; густота расчленения соответственно 2,1 и 1,1. Морфологический характер рельефа данного участка указывает на то, что при ливневых дождях с разных склонов количество сносимого материала будет различным.

В районе среднего течения р. Бабаджан в пределах высот 2200—2400 м распространены легко эродирующиеся комплексы пород верхнего эоцена (порфириды, дуниты, серпентиниты и т. д.), которые при разрушении снабжают сель в основном суглинистым щебенисто-галечниковым материалом. Площадь распространения этого комплекса пород $\approx 4,2$ км². Уклоны рельефа здесь 15—20°, коэффициент густоты расчленения—1,1, а глубины расчленения до 0,3.

Исходя из этого, участки для детальных исследований были выбраны именно в этом районе долины, где экзогенные процессы рельефообразования проявляются относительно интенсивнее и динамичнее, чем на других участках бассейна р. Бабаджан.

Сопоставление материалов повторных съемок показало, что интенсивность селевых явлений в разных частях долины неодинакова и приурочена в основном к местным геолого-литологическим и физико-географическим условиям.

Сопоставление схематических карт, составленных по материалам повторных специальных съемок, показало, что в связи с общим понижением уровня оз. Севан, в бассейне реки наблюдается общая ксерофитизация растительного покрова, активизация селевых явлений и процессов склонового смыва, которые особенно интенсивно выражены на склонах южной и западной экспозиций долины, где и наблюдаются смена растительного состава и увеличение оголенных поверхностей за счет задернованных склонов. Здесь имеют место также общее обеднение видового состава растительности и смыв почвенного покрова, который, в свою очередь, способствует интенсивному эродированию и увеличению общего количества твердой фазы селя.

По данным повторной нивелировки установлено, что интенсивность селевых явлений возросла особенно за последние 10—15 лет. На рис. 1-Б изображена динамика первого правого селевого лога реки Бабаджан в период с 1969 по 1971 гг.

По данным нивелировки 1967 г. по поперечному профилю 1—1 расстояние между шт. 1 и шт. 2, т. е. ширина селевого лога, было 8 метров, а глубина—3,75 м; по второму—соответственно 10 и 8,3 м (рис. 1-А).

По данным 1971 г. (рис. 1-Б), ширина этого лога составляла уже 16,0 м, а глубина увеличилась на 4,20—4,50 м, по второму профилю ширина увеличивалась на 2 м, а глубина—на 2,1 м.

Особый интерес представляет сопоставление материалов повторной нивелировки по основному селевому логу р. Бабаджан. Изменение этого участка долины изображено на рис. 2.

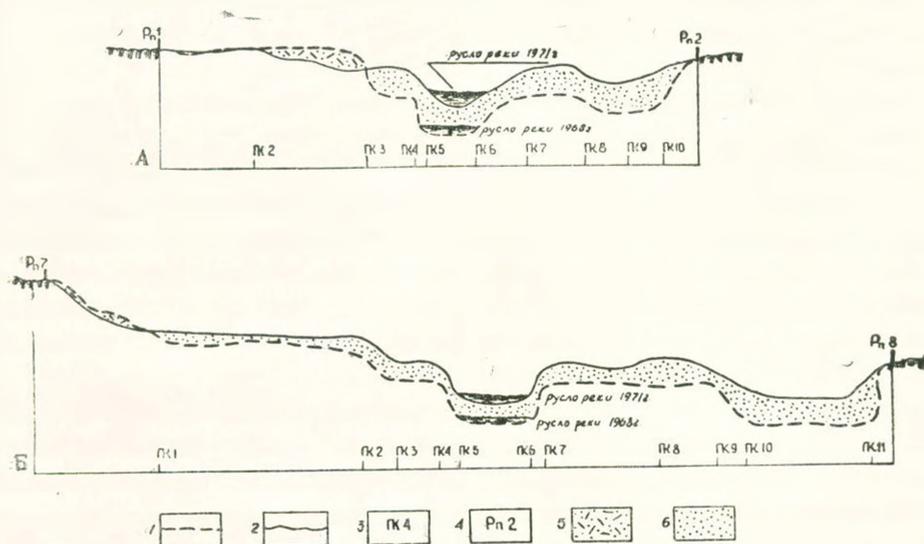
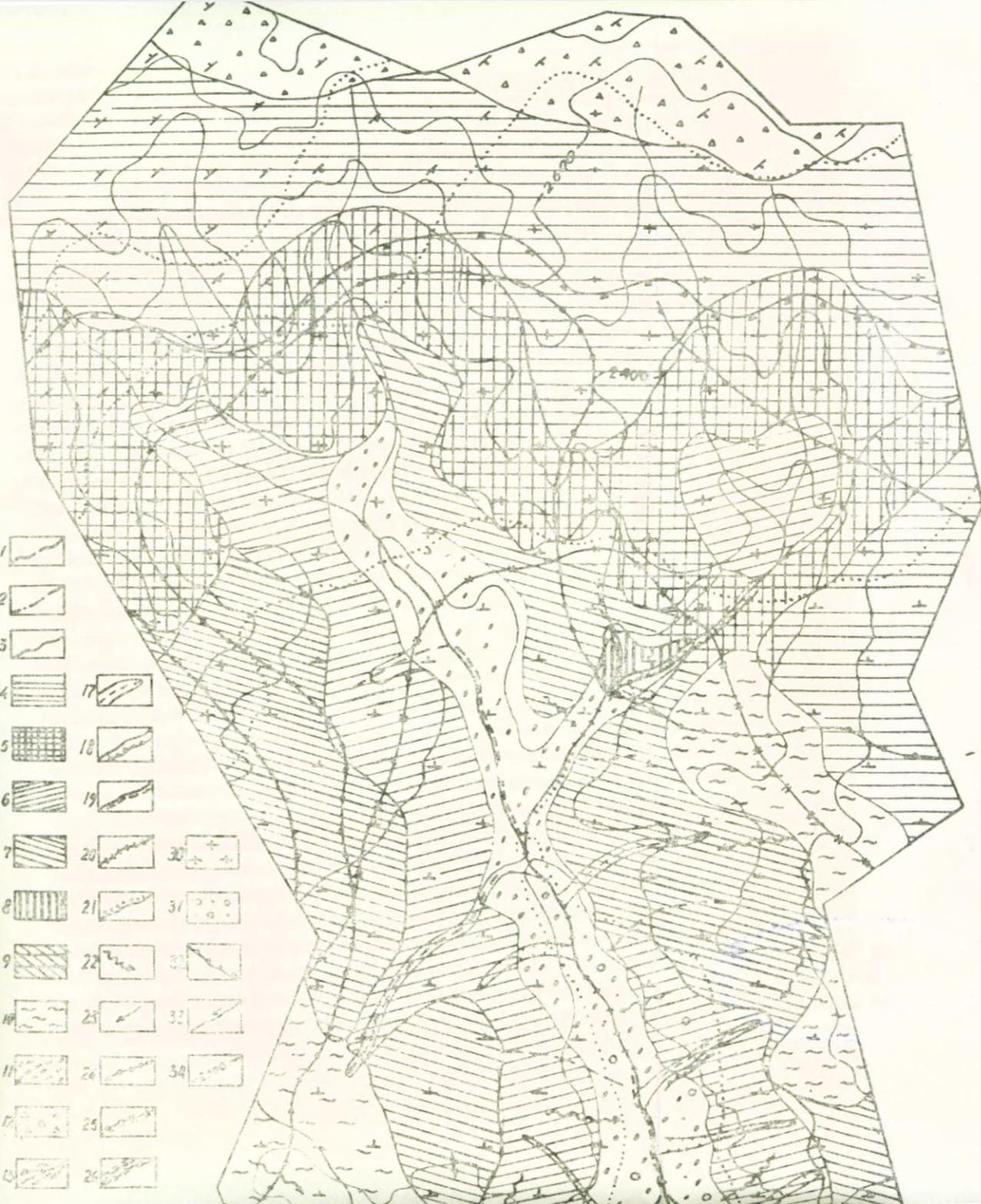


Рис. 2. Поперечные профили р. Бабаджан на участках между геоморфологическими промерочными реперами Pn1—Pn2 (А) и Pn7—Pn8 (Б) (по данным повторной нивелировки 1968 и 1971 гг.).

1. Профили по данным 1968 г., 2. То же в 1971 г., 3. Пикеты по створам нивелирных ходов.
4. Геоморфологические промерочные репера.
5. Участки размыва.
6. Участки аккумуляции. Масштаб гориз. 1 см=3 м, вертикал. 1 см=1 м.

Кроме того, на этом участке долины нами были окрашены и пронумерованы относительно большие валуны и глыбы с целью установления скорости их движения по селевому логу. Установлено, что из всех 36 пронумерованных камней и глыб на месте оказались лишь шесть (№ 12—13—27—29—30 и 36); размеры их колебались от 250—300 см³ до 400—450—800 см³, а все остальные были передвинуты на 10—100 м и более. Учитывая их размеры, нетрудно было установить мощность селевых потоков на этом участке.

В отличие от этого участка, на ключевом участке мензульной съемки наряду с общими изменениями формы рельефа селевого лога наблюдались также изменения состава селевых наносов, характера и транспортировки грубообломочного материала по селевому логу, их переотложения. Довольно интенсивно протекали также процессы боковой и глубинной эрозии. Величина боковой эрозии на этом ключевом участке за период с 1969 по 1971 гг. составляет от 0,5 до 1,5 м/год. Изменение формы рельефа и преобразования на этом участке хорошо были видны из сопоставления двух планов мензульных съемок.



- | | | | |
|----|--|----|----|
| 1 | | | |
| 2 | | | |
| 3 | | | |
| 4 | | 17 | |
| 5 | | 18 | |
| 6 | | 19 | |
| 7 | | 20 | 30 |
| 8 | | 21 | 31 |
| 9 | | 22 | 32 |
| 10 | | 23 | 33 |
| 11 | | 24 | 34 |
| 12 | | 25 | |
| 13 | | 26 | |

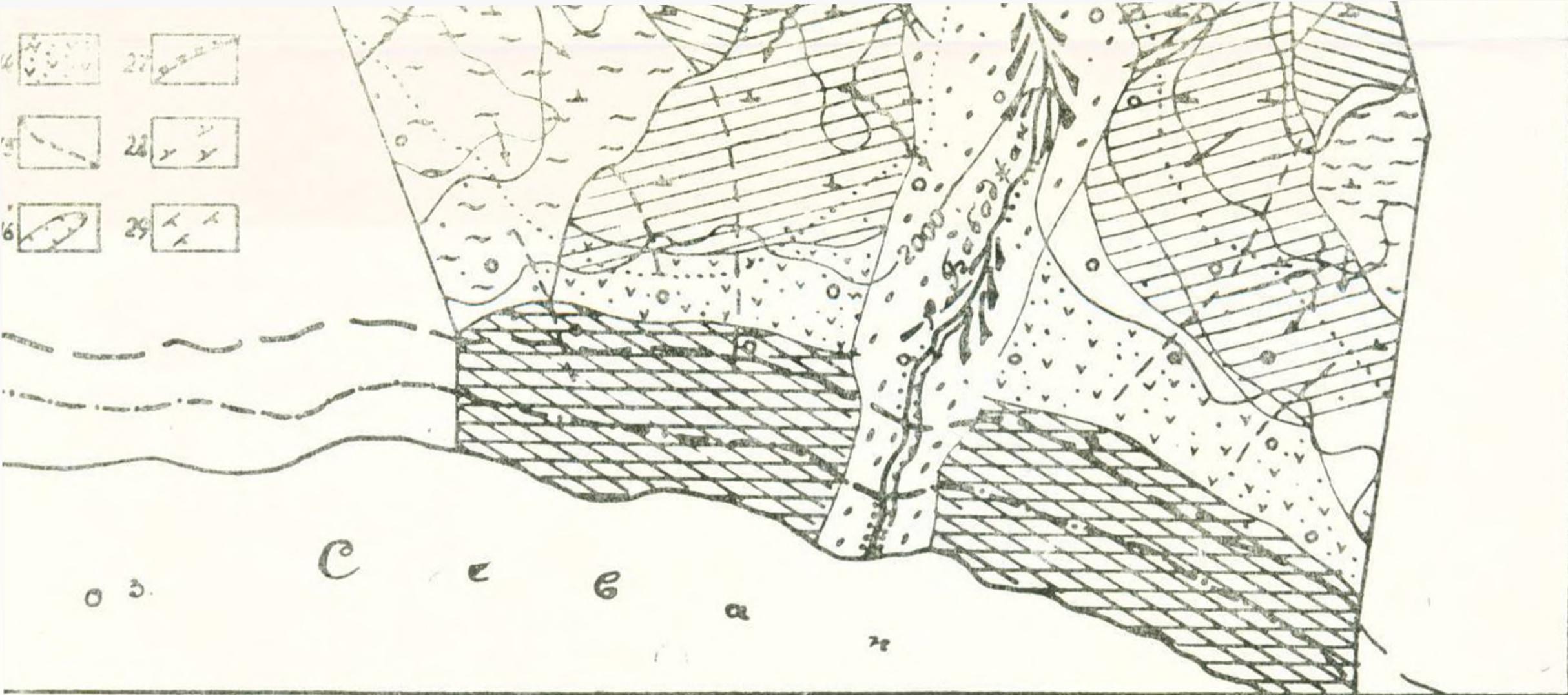


Рис. 3. Схематическая карта динамики долины р. Бабаджан за период с 1940 по 1971 гг.

1. Динамика береговой линии оз. Севан: 1. Береговая линия озера в 1940 году. 2. То же в 1953 г. 3. То же в 1971 г. II. Интенсивность современных экзогенных процессов рельефообразования: А. Денудация. 4. Интенсивная дефляция. 5. Слабая дефляция. 6. Интенсивный склоновый смыв. 7. Слабый склоновый смыв. 8. Гравитационные явления. 9. Интенсивное химическое выветривание. Б. Аккумуляция. 10. Интенсивная делювиальная аккумуляция. 11. Интенсивная делювиальная, делювиально-пролювиальная аккумуляция. 12. Слабая элювиальная аккумуляция. 13. Интенсивная пролювиальная аккумуляция на конусах выноса селевых потоков (мощностью более 5,3 см в год). 14. Пролувиальная менее интенсивная аккумуляция (менее 5,3 см в год.) III. Рост оврагов. 15. Зарождающиеся овраги. 16. Вновьсформированные овраги. 17. Растущие овраги. IV. Характер эрозионных работ реки и ее притсков в бассейне: 18. Участки интенсивной глубинной эрозии (от 1,10 до 10 см/год). 19. Участки интенсивной боковой эрозии (от 3 до 4,5 см/год). 20. Участки интенсивной транспортировки. 21. Участки интенсивной аккумуляции (в руслах рек). 22. Эрозия временных водотоков. 23. Направление сноса. 24. Границы участков, на которых наблюдается активизация экзогенных процессов рельефообразования. V. Преобладающие типы гипергенеза: 25. Семиаридный. 26. Семигумидный. 27. Гумидный. VI. Литологические комплексы и элементы тектоники: 28. Вулканогенная толща—порфириты, туфы, туфобрекчии средней щелочности, 29. Осадочные породы—мергелистые известняки и др. 30. Ультраосновные интрузивные породы—дуниты, пироксениты и др. 31. Верхнечетвертичные и современные отложения (озерные, аллювиально-пролювиальные, делювиальные и др.). 32. Тектонические нарушения (разломы, трещины и др.). 33. Реки. 34. Горизонталы (условно относительные).

Отметим еще, что даже за такой кратчайший промежуток исследования на этом участке нами обнаружены образования молодого селевого лога длиной более чем 100 метров, при ширине 3—7 м, отсутствовавшего еще в 1969 году, и водопад высотой более 4,5 м, образовавшийся за период с 1968 по 1971 гг.

Кроме вышеперечисленных процессов в долине р. Бабаджан довольно интенсивно проявляется и склоновый смыв, над которым велись наблюдения в верховьях и нижнем течении реки. Установлено, что склоновый смыв проявляется особенно интенсивно в верховьях, на месте слияния двух основных первых притоков селава Бабаджан (в районе фототеодолитной съемки). Так, например, по данным 1969 и 1971 гг., передвижение выветренного материала по склону, крутизна которого колеблется от 25 до 30—35°, составляет в среднем от 3 до 8—10, а местами даже 15 мстров в год (на незадернованном участке склона), а в нижнем течении реки, в районах фототеодолитной станции—07 и 08, врез боковых селевых логов (безводных) составила 25—30 см в год. Здесь в течение 5 лет (1967 по 1971) образовались «долины» глубиной более чем 2,7—3 метра и длиной около 40—60 метров.

Все эти данные свидетельствуют о том, что в долине р. Бабаджан процессы селеобразования происходят более интенсивно, чем в других районах бассейна.

С учетом основных факторов селеобразования и на базе количественных и качественных характеристик изменений рельефообразующих факторов в бассейне р. Бабаджан нами была составлена схематическая карта динамики долины (рис. 3). На карте выделены интенсивность геоморфологических процессов, их масштаб, а также некоторые вновьобразованные категории, такие как зарождающиеся селевые логи, сформированные овраги, их рост и т. д. Как видно, представленная карта по характеру и содержанию является комплексно-синтетической, основные разделы ее легенды отображают как участие факторов селеобразования, так и некоторые результаты их непосредственного воздействия.

Итоги наших исследований показывают, что на современном этапе развития селеносной долины р. Бабаджан наблюдается активизация селевых явлений, которая, на наш взгляд, связана с общим обеднением видового состава растительности в долине и увеличением оголенных поверхностей за счет задернованных склонов. Вполне очевидно, что такая интенсивность развития их в дальнейшем будет причиной максимальной эродированности склонов долины р. Бабаджан.

Ժ. Մ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՍԵԼԱՎՆԵՐԻ ԻՆՏԵՆՍԻՎՈՒԹՅԱՆ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՄԱՆ
ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋՈՒ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում շարադրված է Բարաջան գետի ավազանի սելավների ինտենսիվության ուսումնասիրության փորձի արդյունքները: Սելավների ինտենսիվությունը ուսումնասիրելու համար հեղինակը կիրառել է կիսաստացի նար գործիքային դիտարկումների մեթոդը, որի ժամանակ առաջին անգամ (աչդ շրջանների համար) օգտագործվել է նաև վերերկրյա ստերեոհանույթի եղանակը: Աերոհանույթի, վերերկրյա ստերեոհանույթի, ինչպես նաև բնական դիտարկումներից ստացված քանակական և որակական ցուցանիշների հիման վրա կազմված է Բարաջան գետի ավազանի պարզացման քարտեզը 1940—1971 թթ. ընկած ժամանակամիջոցի համար: Փորձերը ցույց են տալիս, որ սելավների դինամիկան կանխագուշակելու համար անհրաժեշտ է կազմել նրանց դինամիկայի կոմպլեքս սինթետիկ քարտեզներ, որտեղ պետք է աբտա-հաշտված լինեն ինչպիս սելավ առաջացնող գործոնները, այնպես էլ նրանց բնույթն ու ինտենսիվությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Зак. А. Л. Гидрологические условия формирования селевых потоков на реках Армянской ССР и методика прогноза селеносных периодов. Л., 1974.
2. Цовян М. В. Условия образования селевых потоков и их распространение на территории Армянской ССР. Тр. АрмНИГМИ, т. 5, 1960.

УДК 55(0.91)

В. М. МАНОЯН

ВОДА КАК ГЕОГОНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

(Попытка восстановления древнеармянских представлений)

В древних представлениях о происхождении Земли важное место занимает проблема так называемого первовещества, космогонического (= геогонического) вещества. Эти представления нашли свое отражение в мифах, сказаниях народов.

Первое, что бросается в глаза при ознакомлении с этими мифами, это многообразие, пестрота различий и противоречивостей. Однако при более глубоком изучении нетрудно из пестроты различий выделить общие для всех народов представления, которые в течение многих столетий оставались главенствующими и определяли основные пути развития космогонических и геогонических воззрений, вплоть до появления научных идей.

Остановимся вкратце на схожих по сути своей представлениях народов древности.

Происхождение мира шумеры, судя по дошедшим до нас сказаниям, представляли следующим образом. Вначале был первозданный океан (его олицетворяла богиня Намму), воды которого заполняли все мировое пространство. Никто его не создавал, он существовал вечно. Первозданный океан породил космическую гору, состоящую из Земли (богиня Ки), соединенную с небом (бог Ан): подножие горы было низом Земли, а вершина — верхней частью неба. От брака бога Ана и богини Ки родился бог воздуха Эпильль, который отделил небо от Земли¹.

Древнеегипетский миф повествует, что вначале был первозданный океан (Ну). В его водах кренко обнявшись лежали Небо (Нут) и Земля (Кеб). В день сотворения родился бог солнца Шу. «Он поднял на своих руках богиню Нут так, что она стала опираться на Землю только своими конечностями — руками и ногами, которые и есть четыре столба небесного свода, тело же богини образует усеянный звездами небесный свод»².

В одном из папирусов Государственного Эрмитажа говорится о битве солнечного бога с водяной стихией: «Он (бог солнца — В. М.) сотворил небо и землю... Он уничтожил хаос воды»³.

Китайский миф о возникновении Вселенной сообщает, что некогда представлял собой мрачный, бесформенный хаос. Не было тогда ни неба, ни земли. Из хаоса возникли два божества — Инь и Ян,

¹ См. С. Н. Крамер, История начинается в Шумере, М., 1965, стр. 106—107.

² Арениус, Представления о строении Вселенной, М., 1914, стр. 27.

³ М. Э. Матве, Древнеегипетские мифы, М., 1956, стр. 36.

которые создали небо и Землю и стали управлять ими: Ян—небом, Инь—Землей⁴. Согласно другому мифу также, пока Земля и небо не отделились друг от друга, мир представлял собой сплошной хаос. В нем зародился первопредок Пань-гу, который ударом топора отделил небо от Земли⁵.

Космогонические воззрения древних жителей Индии отражены в Ведах. В одних из них дается следующая картина возникновения мира: вначале существовало море. Оно породило золотое яйцо, из которого далее возник человек. Он пробил это золотое яйцо и «через год пожелал говорить. Он сказал: «Бхух»—и возникла эта земля. Он сказал: «Бхувах»—и возникло это воздушное пространство. Он сказал: «Свах»— и возникло то небо»⁶.

В приведенных космогонических сюжетах можно выделить два основных момента. Первое—образование Земли представляется как акт упорядочивания путем отделения Земли и Неба, первоначально соединенных и находившихся в бесформенном, хаотическом состоянии. Второе—первовещество, из которого образуются и отделяются Небо и Земля. Ниже мы остановимся на втором моменте.

Элемент мироздания, единая материя, исходное вещество—это один из главных вопросов, в течение нескольких тысячелетий занимавший лучшие умы человечества в разных аспектах—философском, астрономическом, физическом, химическом и, наконец, геологическом. В геологии идея первовещества, в частности, трансформируясь в идею, так называемого, решающего агента, стала предметом ожесточенного спора между сторонниками непутистических и плутонистических взглядов.

Ф. Энгельс в своей «Диалектике природы» приводит следующую цитату из Гегеля: «Понимание материи как изначально существующей и самой по себе бесформенной очень древне, и мы его встречаем уже у греков, сначала в мифическом образе хаоса, который представляют себе как бесформенную основу существующего мира» (Гегель, «Энциклопедия», ч. 1, стр. 258)⁷. Далее идет замечание Энгельса: «Этот хаос мы снова находим у Лапласа; к нему приближается туманность, которая тоже имеет только еще *начатки* формы. В дальнейшем наступает дифференциация»⁸.

О живучести бесконечно возрождавшейся идеи первовещества говорил также и В. И. Вернадский: «... старые идеи о первичных формах материи, строящей наш шар, не исчезли с победой нового научного мировоззрения. Мысль человека в новых оболочках и новых доспехах пошла в действительности по старым следам, начало которых

⁴ См. Юань Кэ, Мифы древнего Китая, М., 1965, стр. 35.

⁵ См. там же, стр. 41.

⁶ Древнеиндийская философия, М., 1972, стр. 68.

⁷ К. Маркс и Ф. Энгельс. Соч., т. 20, М., 1961, стр. 558.

⁸ Там же.

теряется за тысячи лет в далеких от современной науки—религиозных культах Востока. Там впервые зародились идеи создания земли из каких-то других элементов, из хаоса, из чего-то иного, ныне не существующего»⁹. Прав В. И. Вернадский—начало поисков первовещества, из которого родилась Земля, теряется в глубине тысячелетий, в «религиозных культах Востока». Но как оно представлялось—это первовещество? Следует заметить, что древневосточной космогонии не характерны поиски «каких-то других элементов», «ныне не существующих». В качестве исходного «сырья», как правило, брались известные людям и самые распространенные в природе вещества, стихии. Это обычно—вода, воздух, земля, огонь,—позже—различные их комбинации, смешения. Даже хаос, казавшийся на первый взгляд чем-то неопределенным, неизвестным, непонятным, порой загадочным, мыслился не как вещество, а как его состояние—особое, бесформенное. В одном из египетских папирусов водяная стихия названа не иначе, как «хаос воды»¹⁰. Марийская легенда повествует, что «когда еще не было мира, был хаос в виде воды»¹¹ (подчерк. мною—В. М.).

Не случайно поэтому, что когда один из ярких представителей милетской школы Анаксимандр (VI век до н. э.), нарушив традицию своих восточных предшественников, в качестве «начала всего сущего» назвал некий апейрон, вещество действительно неизвестное и несуществующее, то это его нововведение было встречено, мягко говоря, без особого восторга. Более того—раскритиковано: «[Анаксимандр] ошибается, не сказав, что такое апейрон: есть ли он воздух, или вода, или земля, или какое-то другое тело» (Аэций)¹². «Некоторые считают таким [началом] апейрон, а не воду или воздух, дабы все прочее не сползло в бесконечности этих стихий... Если бы одна из стихий была апейроном, то все остальные погибли бы»¹³ (Аристотель). «Анаксимандр говорит неопределенно о теле, лежащем в основании, называя его апейроном и не определяя его по виду ни как огонь, ни как воду, ни как воздух»¹⁴ (Симплиций).

Чувство неопределенности и неизвестности всегда было неприятно и чуждо человечеству, в данном случае оно особенно не устраивало. Даже древнегреческие мыслители, достигшие поразительных вершин абстрактного мышления, никак не примирялись с неопределенностью первовещества, исходного материала. Поэтому они не только критиковали, но и пытались разгадать смысл и сущность анаксимандровского апейрона, уподобить его известным стихиям или их

⁹ В. И. Вернадский. Парагенезис химических элементов в земной коре. В кн. «Очерки и речи», т. I, Петроград, 1922, стр. 71.

¹⁰ М. Е. Матве, Указ. соч., стр. 36.

¹¹ Н. И. Золотницкий, Невидимый мир по шаманским воззрениям черемис, Казань, 1877, стр. 11.

¹² Антология мировой философии, М., 1969, стр. 270.

¹³ Там же.

¹⁴ Там же.

комбинациям, лишит неопределенности и придать осязаемый вид или, хотя бы, знакомую сущность. По Аристотелю, например, апейрон есть божество¹⁵. Аэций же более материалистичен—он утверждает, что «Апейрон есть не что иное, как материя»¹⁶.

Возвращаясь к древневосточной мысли, можно сказать, что ей (равно как и древнегреческой) чужды понятия *неизвестное, незнакомое, неопределенное* по отношению к первовеществу мироздания.

Как уже было отмечено, первовещество мыслилось как одно из самых распространенных в природе элементов. Причем в начальный период поисков исходного элемента явным преимуществом пользовалась вода. Со всей очевидностью на это указывает популярность воды в преобладающем большинстве космогонических мифов. В них все рождается из первозданного океана или моря. Вода фигурирует как изначальная космогоническая стихия.

Но почему именно вода?

Такая привилегия воды объясняется ее первостепенным производственным значением в жизни человека.

Разрушающую силу воды, а также ее живительное и целебные свойства человек заметил очень рано и преклонялся ей, создавая ей культ. Но культ этот во всей глубине и несколько шире окраске выступил в период расцвета земледелия (в энеолите), когда успех земледельца зависел от воды, а в неорошаемых или малоорошаемых местах почти всецело от дождя. Небесные воды, соприкасаясь с землей и впитываясь в нее, *дают начало всем* растениям. Не случайно, поэтому, небесные воды признавались животворными. Животворными в том изначальном понимании этого слова, в каком оно этимологизируется—т. е. дающее жизнь. К простой истине «вода основа существования» прибавляется другая—«вода творит жизнь». Иными словами—вода не только поддерживает жизнь, но и дает ей начало. Вывод был сделан по аналогии с растительным миром, и это свойство воды распространялось на весь окружающий мир.

На первый взгляд может показаться, что человек энеолита, переставший быть слепым орудием природы, человек—производитель, выделившийся из природы и приобретший некую независимость и самостоятельность, уже не должен был любое частное явление или закономерность распространять на все живое и неживое, как это было в период собирательства и охоты. Но в данном случае имеет место не априорное обобщение частной закономерности, а умозаключение, основанное на логической аналогии: вода дает начало растительному миру, таким же образом она является и началом всего.

Тут, несомненно, имела место сложная гамма наблюдений, производственного и житейского опыта, чувств и особенностей мышления. Разобраться во всем этом и проанализировать весь процесс становления идеи «все из воды» невозможно в рамках одной статьи. Тем

¹⁵ См. там же, стр. 271.

¹⁶ Там же, стр. 270.

не менее мы не сочтем излишним привести здесь хотя бы один факт, свидетельствующий об укоренившемся представлении о созидательной силе воды. В урартских клинописях известен термин *Mana*, который первоначально означал вода || море. В последующем это слово претерпело следующее семантическое развитие: вода→рождение→созидание¹⁷.

В формировании представления о воде как о вездесущей, всеобъемлющей стихии, как правильно заметили исследователи, далеко не последнюю роль играло, вероятно, и такое наблюдение, как обнаружение на суше, особенно на возвышенностях, останков морских обитателей. Вывод не давал себя ждать: значит суша некогда была погружена в воду.

Слава о всемогуществе животворной воды, как уже было сказано, укоренилась с появлением земледелия, и в этой связи стала особо почитаемой вода, ниспосылаемая небом—небесные воды.

Переоценка роли и значения воды, приписываемые ей несуществующие способности и особенности приводят к ее абсолютизации. Представление «все из воды» постепенно и основательно завоевывает умы и превращается в ходячую истину¹⁸.

Вода—изначальная космогоническая стихия, простое и недифференцированное¹⁹ вещество, из которого возникла Земля. Такое понимание роли воды можно считать праобразом, праматерью непунистических воззрений.

Фалес Милетский (VI век до н. э.)—родоначальник античной науки—первый из философов, кто единым началом всего считал воду. Согласно его учению, как известно, Земля появилась из воды, держится на воде и окружена со всех сторон океаном. Аристотель в своей «Метафизике» пытается отгадать причины, приведшие Фалеса к данному заключению: «сделал он (Фалес—В. М.) это предположение, вероятно наблюдая, что все питается влагой и что сама теплота из нее рождается и ею живет..., а еще потому, что семена всего [сущего] имеют влажную природу» (Аристотель, *Метафизика*, 1, 3). Нет сомнения, что Фалес аргументировал и обосновал созданное им учение (и по праву считается основоположником непунизма), но, по сообщению Аристотеля, оно является заимствованным из египетской мифологии²⁰, и не удивительно поэтому, что очень хорошо согласуется с первобытным понятием «все из воды». Можно сказать, что первобытное понятие послужило отправным пунктом для учения Фалеса, су-

¹⁷ См. *И. Мещанинов*, Ионизмы в халдейском: В кн.: «Яфетический сборник». Л., 1925, стр. 125.

¹⁸ «Ничего не могло быть естественнее,— пишет А. И. Герцен,— как принятие воды за это (всеобщее—В. М.) начало: она не имеет определенной стоячей формы: она везде, где есть жизнь; она вечное движение и вечное спокойствие». А. И. Герцен, *Собр. соч.*, в 30 томах, т. 3, М., 1954, стр. 148.

¹⁹ Как известно, представление о воде как о простом веществе, существовало вплоть до конца XVIII века, когда в 1783 г. Г. Кавендиш установил состав воды.

²⁰ См. *С. Я. Лурье*, *Очерки по истории античной науки*, М.—Л., 1947, стр. 37.

мевшего очистить его (правда не до конца) от религиозно-мифологической шелухи и возвысить до натурфилософской концепции.

В мифологии же все природные силы, так же как и вода, выступают либо как олицетворенные существа, либо они полностью подвластны антропоморфным или зооморфным существам—богам: не просто небо и земля, но моделирующие, персонифицирующие их боги неба и земли (например, Ан и Ки—у шумеров; Ранга (Небо) и Пала (Земля)—у полинезийцев; Нут и Геб у египтян), не огонь, но бог огня (Агни—у индийцев), не ветер, но бог ветра (Энлиль—у шумеров, Тейшеба—у урартов) и т. п. У шумеров первозданный океан олицетворяет богиня Намму, которая названа «матерью», породившей Небо и Землю». Вообще представления о воде, как о первовеществе, материальной субстанции, космогонической стихии, сводились к изображению ее как первозданного океана, олицетворившегося, в свою очередь, в образе богини. Согласно даосизму—религиозно-этическому учению, основанному в конце VII века до н. э. в Китае,— основой мира является женское начало—инь, которое изображалось в виде воды²¹. «Все, что связывалось с... представлением о естественных законах и господстве над природой, относилось к женщине»²²,—эти строки принадлежат М. Горькому.

Почему предпочтение давалось женскому началу? Некоторые исследователи объясняют это тем, что женщина была основоположницей первобытной культуры²³, ее ролью при матриархате. Нам кажется помимо первостепенной роли, занимаемой женщиной в общественной, социально-экономической жизни общества, обратила на себя внимание также и ее естественная особенность—акт деторождения. Именно эта аналогия могла навести на мысль о рождении мира из первозданного океана, отождествлявшегося с богиней (но это, так сказать, психологический аспект познавательного процесса).

У многих народов древности антропоморфная богиня-мать (реже мужского рода)—олицетворение изначальной вещественной первоосновы, основополагающей субстанции материального мира—первозданных вод.

Шумерская богиня Намму, фригийская Кибела, древнеиндийские Адити и Варуна, ассирийские Милитта, Иштар, вавилонская Иштар, критомикенская Ма-Дивия, греческая Афродите и другие подобные женские божества, наряду с иными функциями, моделируют также и упомянутую изначальную водную стихию. Правда, эти божества выступают не только, а иногда не столько, как богини воды, большинство из них воплощают в себе также и богиню плодородия (что, кстати, тоже связано с водой), эротической любви, войны, охоты и т. п. Но все это—последующие трансформации, метаморфозы Великой Матери (богини-матери), добавления к ее первоначальной функции как богини воды,

²¹ См. М. И. Шахнович, Происхождение философии и атеизм, Л., 1973, стр. 149.

²² М. Горький, О женщине. Собр. соч., т. 27, М., 1953, стр. 181.

²³ См. М. И. Шахнович, Указ. соч., стр. 94.

первозданных вод, из которых родились Земля и Небо. Таким образом, как справедливо заметили исследователи, Великая Мать (=верховное женское божество) мыслилась как начало всего, как основополагающее начало.

В мифологическом образе верховного женского божества—Великой Матери, как в зеркале, отражены представления о первовеществе, послужившем «сырьем» при образовании Земли. Поэтому путь от осознания жизненно важной роли воды до ее абсолютизации, обожествления и создания культа воды, богини воды—Великой Матери, следует пройти в обратном порядке, ибо богиня воды—это следствие, *результат* предыдущего мысленного, познавательного процесса, отраженный в несколько кривом—мифологическом зеркале.

Итак, культ богини-матери был повсеместным явлением в древних цивилизациях. Есть мнение о существовании общемалоазийской богини-матери, культ которой теряется в далеких от нас тысячелетиях (одни говорят о распространении культа богини-матери еще в палеолите²⁴, другие дают несколько «заниженную» датировку—IV—III тыс. до н. э.)²⁵.

Историки-арменоведы со всей правотой указывали на наличие названного культа также и в Армении. «Культ Великой Матери, безусловно, был знаком армянам,—пишет Н. Адонц.—Культ, который был распространен везде—от Месопотамии до Греции, не мог быть неизвестным в Армении, находящейся на перепутьях великих цивилизаций. Действительно, он оставил глубокие следы у армян, и в армянском фольклоре можно найти остатки этого древнего культа»²⁶. Данные фольклора согласуются с археологическими находками. Женские статуэтки-идолы, найденные при раскопках поселений позднебронзовой эпохи на территории Армении, А. А. Мартиросян совершенно обоснованно относит к культу богини-матери²⁷. Эти статуэтки считаются прототипами позднейшей армянской богини Анаит²⁸, бронзовая статуя которой была обнаружена в конце XIX века в Сатале, южнее Транезунда (ныне в Турции) и в настоящее время хранится в Британском музее.

Культ богини Анаит был широко распространен во всей Передней Азии. В Армении она была самой любимой богиней и почиталась как богиня воды²⁹, а также и плодородия и любви. По своему свое-

²⁴ См., например, Б. Грозный, *Доисторические судьбы Передней Азии*, Вестник древней истории, М., 1940, стр. 35.

²⁵ См. Б. А. Рыбаков, *Космогония и мифология земледельцев энеолита*, СА, № 1, 1965, стр. 35.

²⁶ Н. Адонц, *История Армении*, Ереван, 1972, стр. 371 (на арм. яз.).

²⁷ См. А. А. Мартиросян, *Поселения и могильники эпохи поздней бронзы*, Ереван, 1969, стр. 54 (на арм. и русском яз.).

²⁸ См. К. В. Мелик-Пашаян, *Культ богини Анаит*, Ереван, 1963, стр. 73—75 (на арм. яз.).

²⁹ См. М. Абебян, «Вишаны» как статуи богини Астхик—Деркетю, Ереван, 1941, стр. 71 (на арм. яз.).

му содержанию армянская Анаит соответствует упомянутым выше богиням разных народов. М. Абегиан характеризует всех этих богинь как одну и ту же под разными названиями: «В Ассирии она называлась Милитта, Иштар, в Вавилонии—Иштар, Финикии—Астарот, Аштарт, Деркетто, Сирии—Деркетто, Атаргатис, Астарте, у греков—Афродите, у армян—Астхик, Анаит, у персов—Ананта»³⁰. У хеттов Великой матерью богов являлась Неріі. В скобках заметим, что подтверждается производность армянского слова *neri* от имени хеттской богини Неріі с переходом значения (исженка, обольстительница и пр.)³¹. Более того, Г. Капанцян допускает даже, что у хеттизированных (культурно и отчасти лингвистически) армян первоначально почиталась богиня Неріі, причем задолго до появления богини Анаит, а впоследствии существовала наряду с последней, правда сохраняя атрибуты Неріі, как производные слова с новыми значениями³².

Свидетельства об особом культе богини Анаит в Армении имеются у древнеармянских, а также у древнегреческих и древнеримских историков. «Великая госпожа», «слава нашего народа, дающая жизнь», «мать всех добродетелей», «благодетельница», «почетельница», «ею живет и жизнь носит (= имеет) страна наша Армения»³³—так характеризует богиню Анаит армянский историк V века Агафангел. (Я подчеркнул фразы «дающая жизнь», «ею живет и жизнь носит»—они указывают на первоначальную теснейшую связь богини с водой, имея в основе именно животворную, поддерживающую жизнь качества воды.)

Упоминания о культе Анаит в Армении встречаем и у Фавстоса Бузанда, Мовсеса Хоренаци и др., также и у Страбона, Плиниуса Старшего, Плутарха.

Относительно генезиса этой богини мнения исследователей расходятся. Анаит считалась или заимствованием—иранским (Г. Гельцер, 1847; Ф. Виндшман, 1856; П. Штакельберг, 1901; П. Тагаварян, 1909; Б. Саркисян, 1890; Е. Дурян, 1933 и др.), либо малоазийским, мессопотамским (Н. Эмш, 1884; Х. Самвелян, 1931 и др.) или же местного происхождения (Г. Капанцян, 1940; К. В. Мелнк-Пашаян, 1963).

Вопрос генезиса богини представляет определенный интерес для установления времени появления этого культа, что даст возможность узнать насколько древни представления о воде как о первовеществе, изначальной космогонической стихии.

Сторонники последних двух мнений сходятся в одном: Анаит не иранского происхождения, и это можно считать доказанным. Как правильно замечает Г. Капанцян, армянская богиня «имеет несомненно

³⁰ Там же.

³¹ См. Г. Капанцян, Малоазийские (азиатические) боги у армян. В кн.: Историко-лингвистические работы, Ереван, 1957, стр. 276—281.

³² См. там же, стр. 312.

³³ Там же, стр. 311.

больший вес и содержание, чем у персов»³⁴, и, кроме того, источники этого культа были и в доперсидское время. Идентичность же имен (у обоих народов—Anahit) объясняется персидским влиянием, вследствие чего могло в *какой-то степени* видоизмениться также и содержание армянской богини, но не иранизироваться³⁵. «Культ Анаит—ископный,—заключает Г. Капанцян,—корнями тяготеющий к малоазийской Magna mater deorum...»³⁶. Х. Самвелян также указывает на арханчность генезиса Анаит, относя ее к периоду матриархата³⁷. Выше мы отметили мнение Б. Грозного о распространении культа богини-матери еще в палеолите. Обычно принимается IV—III тыс. до н. э. Так что в этом отношении «датировка» Х. Самвеляна вполне приемлема, тем более, если принять во внимание, что своим появлением и господствующим положением женские божества обязаны в первую очередь матриархату.

Анаит, в том виде, обличии и, главное, содержания, в каком она дошла до нас, нам кажется, «оцивилизована», эстетизирована и отдалена от своего первоначального содержания, пославшего в себе идею воды. В арханческих формах этого культа, пока еще слабо или вовсе не антропоморфизованного, связь с водой, безусловно, должна была выступать более отчетливо. Пережитком тех далеких времен является, очевидно, сохранившийся среди армян праздник вардавара. Г. Капанцян предлагает слово Vardavar связать с хеттским Vadg-aw-agg, где vad(a)g—вода, aw—наращение и agg—мыть. Таким образом, «слово vardavar первично могло значить «водой умывание», т. е. водополивание, что соответствует действительности»³⁸. В этом, на первый взгляд ничего не значащем для нашего предмета празднике есть нечто большее, чем просто водополивание друг друга, и это нечто указывает на первоначальный смысл Вардавара, выражающий веру в животворную, «дающую жизнь» силу воды. А связь праздника с богиней Анаит еще раз подтверждает моделирование ею водной стихии. Так вот, по сообщению Е. Лалаяна, во время Вардавара бесплодные женщины идут в пещеру Цахкеванк, находящуюся в горе Ара, и становясь под каплюющей с потолка водой, выпрашивают у девы Варварэ ребенка. Если на голову капнет вода, возвращаются домой с верой, что ребенок будет³⁹.

Богине Анаит приписывались и целебные свойства. В данном случае «виновником чуда» являлись действительно минеральные источники, но их свойства переносились на Анаит и ее именем называли

³⁴ Там же.

³⁵ См. там же.

³⁶ Там же.

³⁷ См. Х. Самвелян, Культура древней Армении, т. 1, Ереван, 1931, стр. 227 (на арм. яз.).

³⁸ Г. Капанцян, Указ. соч., стр. 288.

³⁹ См. Е. Лалаян, Развитие обычаев деторождения у армян, «Известия института науки и искусства Арм. ССР», Ереван, 1931, на арм. яз.), стр. 121—122.

источники⁴⁰. Заметим, однако, что Анаит не единственная богиня, олицетворяющая первоначальный элемент—воду. Задолго до возникновения ее культа существовали духи воды, постепенная эволюция и антропоморфизация которых привела к появлению водных божеств, из которых впоследствии «выкристаллизовалась» Великая Мать, одна из главных и первоначальных функций которой—олицетворение изначальной стихии, первоначального океана.

Связующими между духами воды и богиней воды Анаит, несомненно, были божества воды, одним из которых, возможно, является армянская богиня моря, реки и источников Naḡ⁴¹. Происхождение этой богини точно не установлено—предполагается, что генетическим источником могли послужить ассиро-вавилонская богиня воды Naḡ-и либо хеттское божество Naḡa, или же одноименное хурритское божество⁴². Армянское женское имя Цовинар (covi-naḡ) считается производным от имени богини Naḡ. Дословно covi-naḡ означает «моря нимфа», т. е. морская нимфа, и является не обожествленным водной стихии, а отображением функции богини моря⁴³.

В армянском народном эпосе «Давид Сасунский» фигурирует героиня Цовинар, которая зачала от вышней из источника воды.

К. Мелик-Оганджян утверждает, что Цовинар (Цовнац, Цовнал) в древнеармянском пантеоне являлась либо именем, либо прозвищем божества или духа животворной воды⁴⁴.

Культ Великой Матери—прародительницы мира на территории Армении воплощали в себе каменные рыбообразные стеллы, известные под названием «Вышапы»⁴⁵.

Резюмируя сказанное, можно прийти к следующему выводу: в космогонических (=геогонических) представлениях древних народов паличествовало понятие так называемого *первовещества*, исходного сырья, из которого дифференцировались макроэлементы мира—Земля и Небо. В качестве такого «исходного сырья» мироздания бралась вода, первоначальное состояние которой, как геогонического элемента, представлялось в виде первоначального океана, водного хаоса и т. п.

Олицетворением воды как первовещества, первоначала мироздания являются главные женские божества древних народов—так называемые Великие Матери. В древней Армении ею являлась богиня Анаит. В лице Великой Матери, Анаит, подобно идентичным богам других народов, моделировала первоначальную водную стихию, порождающую Землю.

Академия наук Армянской ССР

Поступила 5.V.1975.

⁴⁰ См. К. В. Мелик-Пашаян, Указ. соч., стр. 59.

⁴¹ См. Г. Капанцян, Указ. соч., стр. 300.

⁴² См. там же.

⁴³ См. там же, стр. 292.

⁴⁴ См. К. Мелик-Оганджян, *Млфри-Михр*—в «Сасна црер». В сб.: Литературно-филологические исследования, т. 1. Ереван, 1964, стр. 288 (на арм. яз.).

⁴⁵ См. М. Абеян, Указ. соч.

Վ. Մ. ՄԱՆՈՅԱՆ

ՋՈՒՐՆ ԻՐՐԵՎ ԵՐԿՐԱՍՏԵՂԾ ՆՅՈՒԹ
(Հին հայկական պատկերացումների վերականգնման փորձ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրի առաջացման վերաբերյալ հին պատկերացումներում առկա է, այսպես կոչված, նախանյութ (ելակետային հումք) հասկացությունը: Նախանյութից անջատվել են աշխարհի մակրոտարրերը՝ երկիրը և երկինքը: Այդպիսի ելուժ է համարվել ջուրը, որի, իբրև երկրաստեղծ տարրի, սկզբնական վիճակը ներկայացվել է նախագո օվկիանոսի, ջրային քառսի տեսքով և այլն:

Երկրաստեղծ ջուրն անձնավորել են հին ժողովուրդների գլխավոր աստվածուհիները՝ այսպես կոչված Մեծ Մայրերը: Հին Հայաստանում դա Անահիտ դիցուհին է: Հանձին Մեծ Մոր՝ Անահիտը, այլ ժողովուրդների համանման աստվածուհիների սկես, մոդելավորել է նախասկզբնական ջրային քառսը՝ երկրաստեղծ ջուրը:

УДК 553.411

Р. А. МКРТЧЯН

ОБ ОДНОЙ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ
ОРУДЕНЕНИЯ НА ЗОДСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ
МЕСТОРОЖДЕНИИ

Анализ статистического материала по разведке и отработке целого ряда гидротермальных месторождений обнаруживает приуроченность основной части запасов полезных компонентов к определенным гипсометрическим уровням рудного столба и соответственно позволяет ставить вопрос о приуроченности интенсивного оруденения к определенным глубинам, являющимся средоточием факторов, благоприятствовавших процессу рудотложения.

Среди хорошо изученных гидротермальных месторождений Армении максимальная (пиковая) интенсивность оруденения отмечается: на Кафанском медном месторождении на глубине около 180 м, Шамлугском медном месторождении—230 м, Дастакертском медно-молибденовом месторождении—120 м, Агаракском медно-молибденовом месторождении—150 м, Каджарацском медно-молибденовом месторождении—385 м, Ахталъском полиметаллическом месторождении—310 м, на рассматриваемом Зодском золоторудном месторождении—280 м.

В настоящей статье автор на основе накопленного им многолетнего опыта изучения материалов разведочных работ разбирает вопрос пространственного изменения интенсивности оруденения Зодского золоторудного месторождения, приуроченного к Севанскому офиолитовому поясу Малого Кавказа.

Зодский сегмент Севанского офиолитового пояса представляет собой асимметричную антиклинальную складку близширотного простирания, сложенную вулканогенно-осадочными образованиями верхнеюрского-мелового возраста и интрузивными породами габбро-перидотитовой формации, размещенной в ядре этой антиклинали и пространственно генетически ассоциирующей с нижнеэоценовыми вулканитами диабазового состава. Кроме того, в пределах рудного поля встречаются малые гранитоидные интрузии умеренно-кислого состава и дорудные дайки кварц-порфирового состава.

Оруденение на Зодском месторождении локализовано в основном в четырех близширотных, крутопадающих (70—90°) зонах разрывных нарушений, прослеженных в габбро-перидотитовой формации на глубину единичными скважинами до нескольких сот метров. В пределах указанных четырех зон разведочными работами охвачено около 28 рудных тел, имеющих различную мощность, причем

обогащенные участки последних рисуются в виде рудных столбов, а осевые части рудоносных зон отмечены, как правило, золотоносными кварцевыми жилами. В составе руд Зодского месторождения выделено около 100 рудных минералов, в их числе теллуриды золота, минералы серебра, висмута, свинца и др. Основную ценность представляют золото (самородное, в теллуридах и сульфидах), серебро и теллур.

В нашем анализе понятие «интенсивность оруденения» подразумевает сравнительный количественный показатель изменения оруденения, который учитывает содержание металлов, мощность рудных тел («пересечений») и их протяженность (или площадь), выраженные в абсолютных или относительных величинах, причем сводным показателем, отражающим влияние и место всех указанных параметров, считается количество металлов (вернее, полезных компонентов) по сравниваемым между собой частям рудных тел или участкам месторождения.

Степень интенсивности оруденения на месторождении устанавливается путем сравнения пересчетов запасов (произведенных по отдельным разведочным горизонтам) основного металла в ленте высотой 1 м, причем эти величины приняты в расчет как условные запасы.

Сопоставление результатов подсчетов запасов металлов проводилось в пределах одинаковых площадей по трем наиболее хорошо изученным горизонтам, на которых штольнями разведаны все известные на месторождении основные рудные тела. Относительные гинсометрические отметки указанных горизонтов 360, 260 и 170 м.

Подсчет запасов металлов по этим горизонтам (в пределах ленты высотой 1 м) произведен суммарно по всем рудным телам месторождения и в отдельности по наиболее крупным телам, известным под №№ 1, 2 и 3 и расположенным в пределах сравниваемых одинаковых площадей.

По количеству запасов рудные тела №№ 1, 2 и 3 относительно всех запасов по разведочному горизонту 360 м составляют 82,4%, по горизонту 260 м—76,0% и горизонту 170 м—74,1%.

По данным сравниваемых между собой верхних горизонтов 360, 260 и 170 м, исходя из относительного количества распределения металлов, была определена интенсивность оруденения в процентах в следующем виде (табл. 1).

Таблица 1

Горизонты в м	По рудным телам			Суммарно по всем рудным телам
	№ 1	№ 2	№ 3	
360	27,7	17,5	13,4	21,7
260	42,0	54,1	48,5	46,2
170	30,3	28,4	38,1	32,1
	100	100	100	100

На основании сопоставления интенсивности оруденения по отдельным горизонтам для месторождения устанавливается закономерное увеличение интенсивности оруденения в пределах горизонта 260 м, причем такое увеличение наблюдается как по наиболее крупным рудным телам, так и по сумме металлов во всех рудных телах.

Уменьшение интенсивности оруденения в процентах на горизонтах 360 и 170 м относительно горизонта 260 м, рассчитанное путем сопоставления запасов металлов (в ленте), представляется в следующем виде (табл. 2).

Таблица 2

Горизонты в м	По рудным телам			Суммарно по всем рудным те- лам
	№ 1	№ 2	№ 3	
360	34,0	69,8	72,4	53,1
170	28,2	47,7	20,8	30,7

В таблице 2 наибольшая интенсивность оруденения отмечается по рудному телу № 3, в промежутке между горизонтами 360—260 м, однако по рудному телу в целом между горизонтами 360 и 170 м наибольшая интенсивность оруденения приходится на рудное тело № 2.

Из таблицы 2 видно, что в целом по месторождению интенсивность оруденения относительно горизонта 260 м значительно уменьшается как по восстанию, так и по падению рудных тел, причем интенсивность оруденения более заметно ослабевает по восстанию рудных тел.

Разница уменьшения интенсивности (в процентах) оруденения от горизонта 360 к горизонту 260 м по падению рудных тел и по их восстанию между горизонтами 170 и 260 м с учетом разницы высоты этажей между этими горизонтами составляет (табл. 3):

Таблица 3

Горизонты в м	По рудным телам			Суммарно по рудным телам
	№ 1	№ 2	№ 3	
360—260 м	34,0	69,8	72,4	53,1
170—260 м	31,3	53,0	22,3	34,1
	2,7	16,8	50,1	19,0

Из таблицы 3 следует, что по восстанию рудные тела выклиниваются на 19% интенсивнее, чем по падению.

По всем рудным телам месторождения на величину, пропорциональную указанной разнице, создается небольшая асимметрия между линиями интенсивности оруденения. Здесь линия интенсивности по падению образует относительно плоскости горизонта 260 м угол боль-

ший, чем линия интенсивности по восстанию. Наименьшая разница между интенсивностью оруденения по восстанию и падению по рудному телу № 1. Линии интенсивности оруденения по восстанию и падению этого рудного тела относительно горизонта 260 м расположены почти симметрично.

По основным рудным телам №№ 1 и 3 имеющиеся данные позволили определить интенсивность оруденения также и для горизонта 440 м, расположенного на 180 м выше горизонта 260 м.

Интенсивность оруденения (в процентах) указанных рудных тел по отдельным горизонтам представляется в следующем виде (табл. 4):

Таблица 4

Рудные тела	Г о р и з о н т ы				
	440 м	360 м	260 м	170 м	Σ
№ 1	15,4	23,5	35,5	25,6	100
№ 3	5,2	12,7	46,0	35,1	100

Разница интенсивности оруденения (в процентах) между указанными горизонтами по рудным телам №№ 1 и 3 составляет (табл. 5):

Таблица 5

Рудные тела	Г о р и з о н т ы		
	440—360 м	360—260 м	260—170 м
№ 1	8,1	12,0	9,9
№ 3	7,5	33,3	9,9

Интенсивность оруденения между указанными горизонтами по рудным телам №№ 1 и 3 относительно горизонта 260 м также уменьшается, особенно по рудному телу № 3, однако в целом по восстанию рудных тел (до горизонта 440 м) уменьшение интенсивности оруденения больше, чем по их падению (относительно горизонта 260 м), как и было доказано выше для трех горизонтов.

Для решения практических задач существенным является оценка интенсивности оруденения как по отдельным рудным телам, так и в целом по месторождению.

Для этого нами предлагается ввести коэффициент интенсивности (И) оруденения, представляющий величину интенсивности оруденения по всему рудному телу на всю вскрытую его глубину.

Диаграмма I зависимости интенсивности оруденения от глубины его залегания обнаруживает разные углы между линиями интенсивности оруденения. Нулевая интенсивность оруденения допустима лишь при угле 180°, образуемом линиями интенсивности оруденения.

Коэффициент интенсивности оруденения (И) определяется по формуле:

$$И = \left(1 - \frac{У}{180}\right) \times 100\%$$

где У—величина угла, образуемого линиями интенсивности оруденения.

Для Зодского месторождения коэффициенты интенсивности (И) оруденения имеют в процентном выражении следующие значения (см. табл. 6):

Таблица 6.

По рудным телам			По всем рудным телам
№ 1	№ 2	№ 3	
23	51	38	33

Коэффициент интенсивности оруденения для месторождения составляет в среднем 33% и является наиболее высоким для рудного тела № 2.

Высокую интенсивность оруденения по рудному телу № 2 относительно других рудных тел следует объяснить прежде всего неоднородностью среды, в которой развивались рудоносные трещины. Все рудные тела на месторождении приурочены к зонам катаклазированных тектонических нарушений, за исключением рудного тела № 2, которое представлено дайкой кварц-порфирового состава. Породы последней по своим физико-механическим свойствам резко отличаются от вмещающих пород значительной хрупкостью и высокой пористостью. По этой причине дайка пронизана густой сетью трещин, послуживших средой для локализации богатого прожилково-вкрапленного оруденения. В целом же трещиноватость развита сильнее в пределах горизонта 260 м.

Различную интенсивность в развитии оруденения по разным горизонтам месторождения связывают с наблюдаемой зональностью в развитии самих рудоносных структур.

На наличие хорошо выраженной зональности в структурах большой серии месторождений указывали Ф. И. Вольфсон и А. В. Дружинин [3].

На Зодском месторождении плотность (густота) рудоносных структур максимальна на горизонте 260 м, выше и ниже этого горизонта густота сети рудоносных структур значительно уменьшается.

На нижних горизонтах уменьшение количества рудоносных структур происходит ввиду их выклинивания и взаимного слияния. Соответственно с этим на верхних и нижних горизонтах (относительно горизонта 260 м) отмечается уменьшение мощностей рудных зон и жил. Это видно на примере самой крупной структуры на месторождении,

по которой развито рудное тело № 1 (рис. 1). В указанной структуре наибольшую мощность рудное тело имеет на горизонте 260 м.

Вместе с этим следует отметить, что по некоторым рудным телам, наоборот, имеет место кажущееся увеличение мощности с глубиной.

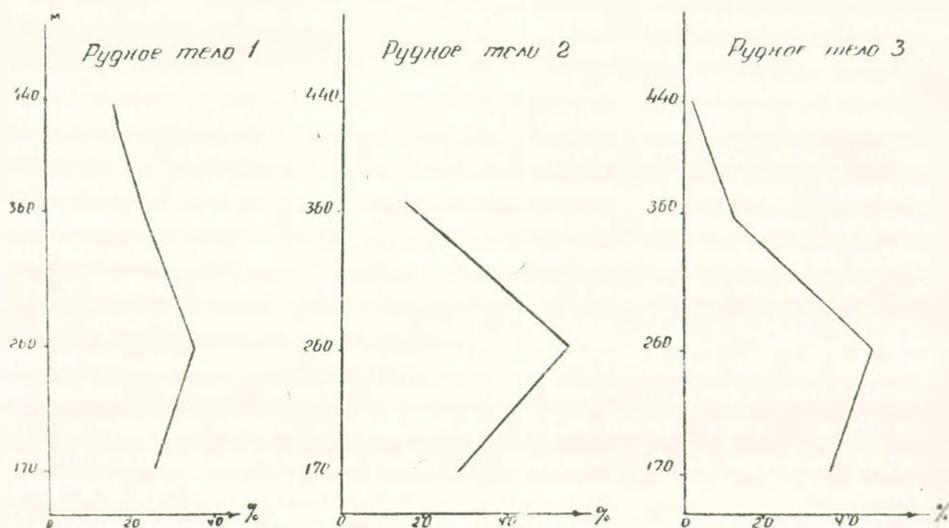


Рис. 1. Интенсивность оруденения.

Так, например, средняя мощность рудного тела № 3 на горизонте 260 м составляет 2,8 м, на горизонте 170 м она, увеличиваясь, достигает 7,0 м. Такое резкое увеличение мощности на горизонте 170 м объясняется слиянием на этом горизонте рудного тела с двумя другими рудными телами. Все это указывает на то, что на месторождении интенсивность оруденения в первую очередь контролируется структурными факторами.

На Зодском месторождении устанавливается также значительное сходство в развитии интенсивности оруденения и вмещающих их структур, представляющих зоны гидротермально измененных пород. Средняя суммарная мощность зон гидротермально измененных пород, к которым приурочено оруденение, в пределах сравниваемых одинаковых площадей составляет: по горизонту 360 м—73 м, по горизонту 260 м—117 м и по горизонту 170 м—77 м. Таким образом, не остается сомнений в том, что на Зодском месторождении максимальное рудоотложение имело место в пределах горизонта 260 м, причем структурно-петротектонические данные указывают на максимальную густоту трещин и разрывных нарушений именно на этом горизонте, который должен рассматриваться с точки зрения законов технической механики, как область концентрации разрушающих напряжений и деформаций. Нам с достаточной точностью не известно на какой глубине находился «горизонт 260 м» (современная глубина от поверхности месторождения 280 м) в процессе рудообразования—в середине трещич-

ного времени и каково было соотношение деформирующих сил, под воздействием которых образовались системы рудоподводящих разломов, рудовмещающих структур и рудоносных микротрещин.

Основываясь на изучении геологического строения и в особенности на интенсивности оруденения, нами дается оценка перспективности развития промышленного оруденения на глубину по нижним горизонтам Зодского месторождения.

Из приведенных выше данных и соображений следует, что одной из основных и первоочередных задач при разведке месторождений должны считаться установление характера интенсивности оруденения, выявление горизонта наиболее интенсивного оруденения, а также установление оптимальной глубины расположения наиболее интенсивного оруденения. Правильный выбор основного горизонта разведочных работ во многом определяет эффективность проводимых работ.

Производственный геологоразведочный трест
Управления цветной металлургии Армянской ССР

Поступила 14.VI.1976.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Амирян Ш. О.*—Зодское золоторудное месторождение (минералогия, геохимия и условия образования руд). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
2. *Асланян А. Т.*—Тектонические проблемы металлогении Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 4, 1957.
3. *Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В.*—Главнейшие типы рудных месторождений «Недра». М., 1975.
4. *Константинов М. М., Грушин В. А.*—Структурные условия локализации Зодского золоторудного месторождения. Изв. высших учебн. заведений. Геология и разведка, № 5, 1972.
5. *Мигахьян Н. Г., Амирян Ш. О.*—Золото. В кн. «Геология Армянской ССР», т. VI Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1967.
6. *Мадатян Э. М.*—Место и значение кварц-порфировых даек Зодского золоторудного месторождения в процессе оруденения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1974.
7. *Меликян Л. С.*—Физико-механические свойства рудовмещающих пород и некоторые вопросы локализации гидротермального оруденения на Зодском золоторудном месторождении (Арм. ССР.) В сб. «Роль физико-мех. свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений». «Наука», М., 1973.

УДК 553.68.9.2

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

К. М. МУРАДЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ МЕЦ-БЛУРСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ БАРИТА

Общие сведения. Баритовое проявление Мец-блур (Мец-Ял), обнаруженное нами в 1971 году, расположено в Тавушском рудном поле, на западном водораздельном участке одноименной горы, в 25—30 км к ЮВ от с. Павур (рис. 1).

По представленной автором в УГ СМ Арм. ССР докладной записке отрядом по проверке заявок первооткрывателей в июле 1972 г. был произведен полевой осмотр проявления, было подтверждено первооткрывательство автора и предложено проведение здесь на первом этапе поисково-разведочных работ (с проходкой 2—3 шурфов глубиной 10 м и др. выработок), а в последующем, при получении положительных результатов, более детальных исследований на глубоких горизонтах проявления. В 1974 г. поисковым отрядом УГ СМ баритопосные зоны—жилы были прослежены канавами и шурфами по простиранию до 1,5—2 км.

В структурно-геологическом отношении обнаруженное проявление контролируется Мнапорским глубинным разломом, являющимся наиболее пропиащаемой для рудоносных газонзотерм зоной. Рудовмещающими породами являются глыбово-аглоитовые лавобрекчии, туфы андезитов, андезито-базальтов с минеральными ассоциациями площадных изменений (альбит-актинолит-эпидотовая, альбит-хлорит-эпидотовая, эпидотовая, альбит-пренит-пумпеллитовая) и дайкообразные тела кристловулканических брекчий дацит-диаритовых туфов с фациями пропилитов кислотного выщелачивания, вторичных кварцитов и гидротермальных аргиллитов (хлорит-серпичитовый, кварц-серпичитовый + барит + сульфиды, кварц-диккитовой (каолинитовой), монокварцевой + барит + гематитовой ступени и др.).

Морфологически баритовое оруденение представлено жильным, линзообразным, гнездообразным (т. е. жилы с раздувами и пережками) и брекчиевидным, полосчатым, прожилково-вкрапленным типами. Три крупные рудоносные крутопадающие (70—90°) кристловулканические зоны-жилы, выполненные баритом, отчетливо прослеживаются в близмеридиональном направлении (азимут простирания от СЗ 330—350° до СВ 20—30°, реже 50°). Мощность зон от 2,5—3 до 10 м. В их осевых частях прослеживаются жилы (и гнезда) массивного барита мощностью от 5—10 до 50—70 см. По зальбандам жил одновременно наблюдаются брекчии, сцементированные баритом (рис. 3). По

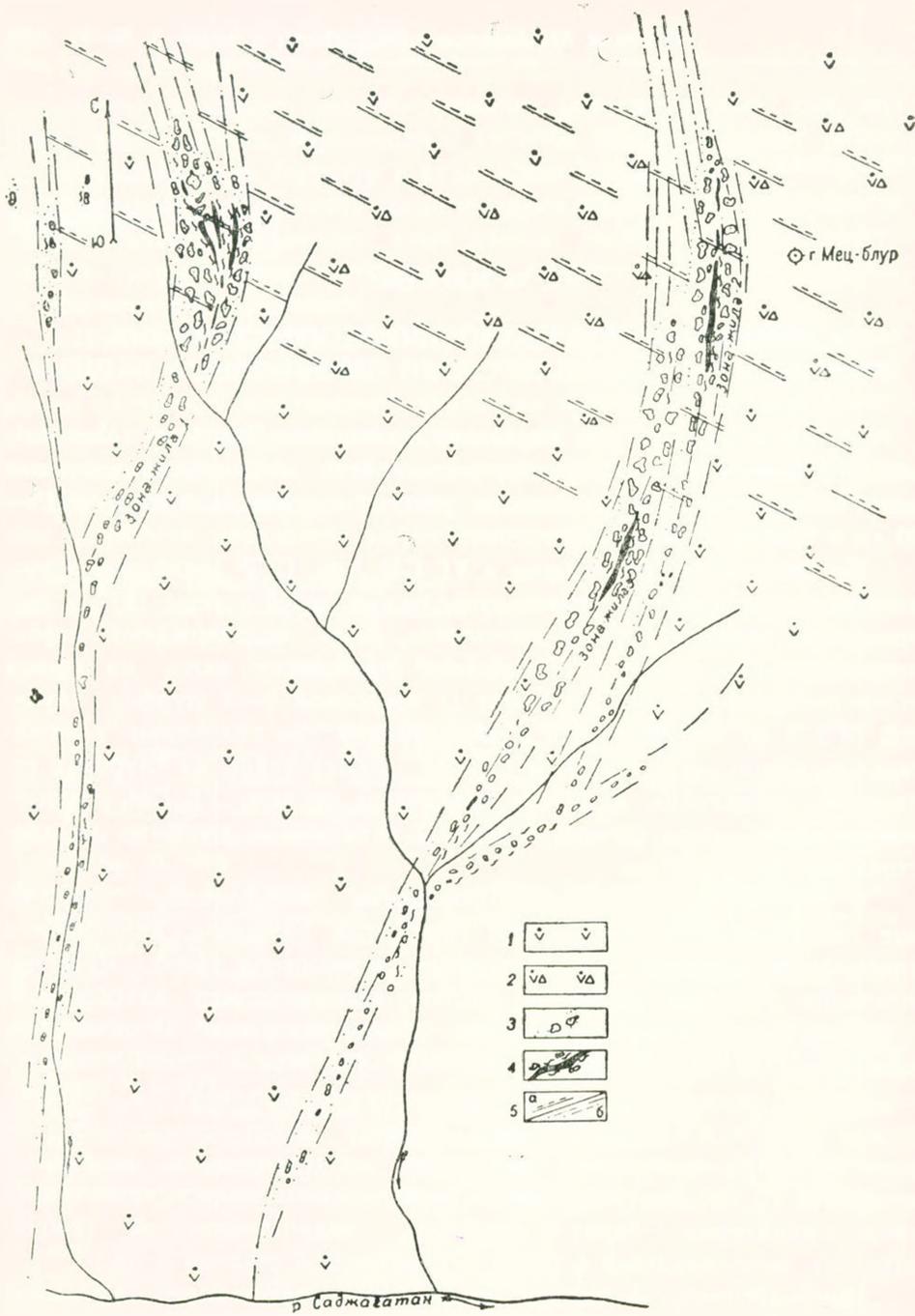


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мец-блурского проявления барита (составил К. М. Мурадян).

1, 2. Андезиты, андезито-базальты и их туфы, глыбово-аглоutinативные брекчии, мидалекаменной эффузивно-экструзивной, жерловой, субвулканической фации с минеральными ассоциациями площадных изменений. 3. Дацинты, дацит-липариты (криповулканическая фация) с минеральными ассоциациями пропилитов и вторичных кварцитов кислотного выщелачивания. 4. Баритовые рудные тела (жилы, прожилки). 5. Разрывные нарушения: региональные зоны глубинных разломов (а), локальные зоны рудоносных разломов меридионального, СВ простирания (б).

простирацию зоны протягиваются от 500—600 м (II и III жилы) до 1,2—1,5 км (I жила) как на северном, так и на южном склонах г. Мец-блур (рис. 1, 2).



Рис. 2. Обнажение баритоносной зоны (жила 1) на поверхности. Мец-блурское пролежение барита.

Ниже приводится краткая характеристика баритоносных зон-жил (с учетом фактических данных по результатам поисково-разведочных работ, проведенных отрядом УГ в 1974 году).

Зона-жила 1 (1а, 1б, 1в—жила 3 по данным УГ). Это самая крупная и основная зона-жила рассматриваемого баритового проявления, находится в 0,5—0,6 км к западу от вершины г. Мец-блур (рис. 1, 2). По простиранию зона прослежена на 1,2—1,5 км. Вблизи канавы 11 и 12, на водораздельном участке, зона разветвляется на три зоны-жилы (1а, 1б, 1в), мощностью в 2—3 м каждая, в центральной части которых прослеживаются жилы массивного барита, мощностью от 5—10 до 50—90 см; по залябандам жил наблюдаются полосы брекчий, сцементированные баритом (рис. 3). Зона-жила 1 прослеживается в основном в близмеридиональном направлении (10—20°), в северной части она отклоняется на СЗ (330—340°), реже СВ (20—50°); в южной части она образует дугу, круто поворачивающуюся на ЮЗ (230—240°), с падением на СЗ под углом 75—80°. Почти на 400 м ниже водораздела (по вертикали) в ущелье левого притока р. Саджагатаи нами прослежена эта зона-жила, фиксирующаяся белым баритом и карбонатом.

Барит крупнотаблитчатый, мелкозернистый, массивный, белого (реже кремового) цвета. Среди барита изредка (чаще во вмещающих породах) отмечается сульфидная вкрапленность: темный сфалерит, гематит, халькопирит и пирит с примазками малахита, азурита, лимонита, гидрогетита и т. д.

Результаты наших анализов баритовой руды, отобранной штуфным методом, приведены в табл. 1, а по данным УГ содержания сернокислого бария в монокристаллической жиле составляют 67,1%, в зоне с баритовыми прожилками—28,10% (результаты бороздowego опробования).

Зона-жила 2 (жила 1 по данным УГ) расположена в 100—120 м



Рис. 3. Брекчиевидная текстура: агрегаты белого барита цементируют брекчи дацит-липаритов. Зона-жила 1 (1-а). Натуральная величина. Мец-блурское проявление барита.

к западу от вершины г. Мец-блур, прослежена шурфами и канавами по простиранию на 400 м, имеет общее близмеридиональное простирание (от 340—350 до 10—20°), падает на ЮЗ, СЗ под крутым углом (75—80°). Жила характеризуется частыми раздувами и пережимами, местами переходит в зону прожилкования (канавы 9, 17 и 18). В северо-восточной части жила достигает мощности 0,5—0,6 м (канавы 3), а на глубине 5 м (шурф 12) мощность ее составляет 0,3—0,4 м. На 300—350 м к юго-западу жила на фоне баритизированной гидротермально измененной зоны с перерывами вскрывается в канавах 3, 9, 45, 17 и 46. На протяжении 150 м мощность описываемой жилы варьирует от 20 до 70 см, а на глубине до 7,5 м (шурф 2) ее мощность составляет 50 см. Далее на юго-запад (канавы 18) жила переходит в гидротермально измененную зону мощностью 0,3 м с тонкими (до 5 см) прожилками барита, сменяющуюся затем (канавы 19) кварц-баритовой. Содержание сернокислого бария колеблется в пределах от 42,89 до 85,77% (по данным УГ, 1975).

Зона-жила 3 (жила 2 по данным УГ). Параллельно жиле 2 (канавы 19), в 15—20 м к западу от нее установлена зона-жила 3, мощностью от 0,5 до 1,5 м. Она протягивается в юго-западном (200—220°) направлении на 500—600 м, с падением на СЗ под углом 70—75°. Поисковым отрядом УГ СМ Арм. ССР эта жильная зона была прослежена по простиранию канавами (32, 19, 21, 27) и шурфами (3, 14

и др.). Она представлена гидротермально измененной зоной с прожилками (5—10 см) и гнездами барита и только в 90 м от северо-восточного окончания зоны в шурфе 3 на глубине 8,7 м была вскрыта массивная баритовая жила мощностью 20—25 см. Барит представлен здесь средне-мелкозернистыми массивными агрегатами, тесно сочетающимися с кварцем. В баритоносных монокварцитах обнаружены (как в зоне-жиле 1) примазки малахита, азурита, лимонита, гематита, иногда отдельные зерна темного сфалерита и пирита. Содержание сернистого бария колеблется в пределах от 26,74 до 49,65%, только в одном случае в шурфе 3 достигает 71—72% (по данным УГ, 1975).

Таблица 1

Результаты химических анализов баритовой руды г. Мец-блур
Шамшадинского района (Лаборатория ИГН АН АрмССР)

Номера проб	Место взятия и текстура руд	Компоненты						Удельный вес	Автор коллекции
		BaSO ₄	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO		
К. М. Ш—608	Белый барит — массивная руда (1 жила)	92,62	2,09	0,81	0,27	0,4	0,16	4,56	Мурадян К. М.
К. М. Ш—541	Барит белого + кремowego цвета — брекчированная руда (1 жила)	67,86	20,32	3,88	0,72	0,65	0,28	4,20	
К. М. Ш—609	Барит белого + кремowego цвета (16 жила)	71,92	18,00	5,40	0,55	0,6	0,25	3,15	
К. М. Ш—612	Барит белого + кремowego цвета (1в жила)	84,82	6,70	0,88	0,90	0,55	0,22	3,15	

Минеральный состав руд. Основным минералом, слагающим баритовую руду Мец-блурского проявления, является барит. Барит непрозрачный: молочно-белый, реже розовый, кремовый. Излом пластинчатый. Блеск стеклянный, а на плоскостях спайности с перламутровым отливом. Показатель светопреломления Ng—1,642; Np—1,638. Массивный барит состоит из крупнопластинчатых, крупнотаблитчатых, реже средне-мелкокристаллических агрегатов. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в барите составляет 180—220°. Баритовое проявление по условиям образования представляет гидротермальный жильный мономинеральный тип. В рудных телах изредка отмечается сульфидная вкрапленность (темный сфалерит, галенит, халькопирит, реже пирит, местами покрытые пленкой вторичных минералов—лимонита, гематита, малахита, азурита и др.).

Следует отметить, что все вышеописанные баритоносные брекчированные зоны находятся в монокварцевых, кварц-диккитовых, реже кварц-серпичитовых, кварц-серпичит-хлоритовых (с карбонатом) метасоматитах и тесно ассоциируют с лимонитом, гематитом, малахитом

(последние образовались в поверхностной-приповерхностной зоне за счет вышеотмеченных первичных минералов). Это дает основание обнаруженное проявление, по-видимому, рассматривать так же, как и барито-сульфидное (из колчеданного семейства). В пользу такого вывода говорят данные количественного спектрального анализа баритовой руды, отобранной из разных жил. Заслуживают внимания, в частности, содержания меди (0,01—0,5%), цинка (0,01), серебра (0,002%), стронция (до 7%) и т. д.

Химический состав кускового барита по отобранным образцам из разных жил приведен в табл. 1. Содержание $BaSO_4$ колеблется от 67,86 до 92,62% и зависит от особенностей типов руд. Удельный вес барита по этим же пробам (табл. 1) колеблется от 3,2—3,8 до 4,2—4,5.

Примером жильных аналогичных рудопоявлений и месторождений могут служить: группа Салаирских месторождений в Западной Сибири, Арпаклинское месторождение в Туркменистане, Човдарское месторождение в Азербайджане (в верхнебайосских вулканогенных образованиях), Маднеульское барито-полиметаллическое месторождение в Грузии (в верхнемеловых кислых вулканогенных образованиях), ряд месторождений Урала и Средней Азии, а также ряд проявлений и месторождений в разных рудных районах и рудных полях нашей республики: в Алавердском рудном районе, преимущественно юрского возраста—в вулканогенных, вулканогенно-осадочных толщах (Ахталское, Акоринское, Алавердское, Ахпатское, Каринджское, Учкилисское); в Ноемберянском—Кохбское, Котигюхское; в Кафанском—Шаумянское; в Красносельском—Базумском рудном районе—Гтуджурское, Памбакское, Цахкасарское и др. (в среднеэоценовых вулканогенных образованиях) и в Разданском районе—Арзаканское и Бжниинское месторождения и др.

Судя по геологической обстановке и характеру баритовой минерализации, Мец-блурское рудопоявление самостоятельное. С другой стороны, Мец-блурское рудопоявление барита, по-видимому, можно рассматривать как восточный фланг Джргали-дзорского колчеданно-полиметаллического месторождения (как разобшенная стадия минерализации; она отстоит от месторождения Джргалидзор в 2,5—3 км), где наряду с полиметаллическими типами отмечаются баритовые, карбонатные прожилки; аналогичная картина (барит-карбонатные жилы) выявлена нами в соседних ущельях: Боши-дзор и др.

Тесная ассоциация барита с сульфидными рудами на ряде рудопоявлений района (Арчи-кохер, Джргалидзор, Зуйг-джрагац и др.) дает основание предположить перспективность рассматриваемого баритового проявления в отношении возможного обнаружения на флангах и на нижних горизонтах колчеданно-полиметаллического оруденения.

Выявленное Мец-блурское проявление барита на основании вышеизложенного можно рассматривать как перспективное. Сам факт об-

наружения проявления барита имеет важное теоретическое-геохимическое значение.

Основные выводы сводятся к следующему:

1. В пределах Тавушского рудного поля Шамшадинского района Армянской ССР впервые выявлено гидротермальное жильное баритовое проявление.

2. Наличие вкрапленности рудных минералов с синхронными метасоматитами, а также спектро-химические данные говорят о присутствии в баритовых рудах сульфидной минерализации.

3. Выявленное проявление имеет определенное поисковое значение, подчеркивающее перспективность Мнапорской зоны разломов в отношении возможного обнаружения на нижних горизонтах и прилегающих участках не только баритового, но и колчеданного (медно- и полиметаллического) оруденения, ассоциирующего с баритом.

4. Одновременно обнаружение Мец-блурского проявления восполняет имеющийся пробел в изучении металлогении рассматриваемого рудного района. С другой стороны, оно по геолого-структурному признаку и минеральным ассоциациям может быть сравнимо с другими баритовыми и барито-полиметаллическими, колчеданными месторождениями и проявлениями разных возрастов на Малом Кавказе.

5. Содержание в рудах сернокислого бария до 67—92% говорит о довольно высоком качестве руды (высшее — до 92% $BaSO_4$ от первого до третьего сорта—84—67% $BaSO_4$ согласно ГОСТ 4682—49 оптовых цен № 0,5—61 в СССР), пригодной для химической промышленности республики (в производстве бланфикса, литопона, инсектисида и др. целей). По удельному весу (от 3,2—3,8 до 4,2—4,5) барит, как утяжелитель, вполне удовлетворяет требованиям нефтяной и газовой промышленности.

Выявленное баритовое проявление является интересным объектом для постановки более детальных оценочных, поисково-разведочных работ с целью выяснения перспектив Тавушского рудного поля.

УДК 552.2.(21.22.23)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. А. АВАКЯН

О ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ДИАТОМИТОВЫХ ПОРОД АХУРЯНСКОГО РАЙОНА

Диатомитовая толща Ахурянского района, входящая в состав Ленинаканского озерного бассейна, изучалась многими исследователями (К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, Л. А. Авакян, В. Амарян, Р. Т. Джрбашян, Ю. В. Саядян и др.). Работы проводились в области геологии, стратиграфии, тектоники, палеогеографии, однако вопросы петрографии и вещественного состава до последнего времени оставались слабо затронутыми.

В Ахурянском районе известны многочисленные диатомитовые месторождения, которые от гор. Ленинакана расположены на разных расстояниях. Самые удаленные месторождения—это Мусаелянское, Овитское и Карнутское, которые находятся в 12 км от гор. Ленинакана.

Исходя из литолого-стратиграфических, петрографических, а также структурных особенностей, все диатомитовые образования можно разделить на 2 группы.

К первой группе мы относим месторождения, находящиеся вблизи гор. Ленинакана (Мармашенское, Арабийское, Ваграмабердское, Хачкарское и др).

Ко второй группе относим Карнутское, Мусаелянское и Овитское месторождения.

В данной статье приводятся результаты изучения месторождений, относящихся только к первой группе. На основании минералого-петрографических исследований в отмеченной группе выделяются следующие основные разновидности диатомитовых пород: глинистые диатомиты, диатомовые глины, диатомито-известковистые глины, туфодиатомиты, песчанистые диатомиты.

Изучение отмеченных разновидностей по гранулометрическому составу показало, что основной является фракция с диаметром частиц 0,01—0,005 мм, которая составляет от 40 до 85%; 85% в основном представляют собственно диатомовые глины.

Большую часть материала составляет легкая фракция (до 98%). Представлена она кварцем, карбонатом, вулканическим стеклом и глинистым минералом.

В тяжелой фракции присутствуют (до 2%) биотит, базальтическая роговая обманка, гиперстен, эпидот, пироксен; из рудных минералов—пирит, молибденит, магнетит, сфен, гранат и др.

Петрографически диатомитовая толща неоднородная: пласты диатомитовых пород чередуются с пепловыми, пемзовыми, песчанстыми, валунно-галечными и др. отложениями.

Среди отмеченных разновидностей наибольшее распространение имеют глинистые диатомиты и диатомовые глины. Ниже приводится описание изученных основных разновидностей.

1. Диатомиты глинистые макроскопически имеют белосероватый цвет. Мощность от нескольких сантиметров до 5—6 метров. В основном они распространены на участке сс. Арапи, Мармашен, Ваграмаберд и др. Залегают горизонтально $< 2-3^\circ$. Часто переслаиваются вулканическими пеплами мощностью 1—3 см. Под микроскопом глинистые диатомиты имеют органогенную, пелитовую, алевролитовую структуру, состоят из обильного количества диатомовых панцирей (рис. 1), размеры которых варьируют от нескольких до 75—80 микрон.



Рис. 1. Диатомит глинистый. Ув. 360.

круп. Форма панцирей разнообразная, преимущественно дискообразная. Панцири сложены опалом (показатель преломления варьирует от 1,440 до 1,445).

Цементом породы служит кремнистое вещество с незначительной примесью тонкодисперсного глинистого материала (10—20%). Последний представлен в основном монтмориллонитом, гидрослюдой. По данным Ю. В. Саядяна, в отмеченных породах глинистая часть имеет монтмориллонитовый состав с незначительным содержанием гидрослюды. Об этом свидетельствует интенсивный низкотемпературный эндоэффект (термический анализ).

Монтмориллонит и гидрослюда подтверждены также рентгеновским анализом, а мусковит и биотит при рентгеновском анализе показали соответственно параметры 1,49 и 1,54Å.

Наши данные по электронномикроскопическому изучению подтвердили присутствие и состав глинистых минералов (рис. 2).



Рис. 2. Частицы с четким контуром—гидроследа, а хлопьевидные—монтмориллонит. Ув. 3600X.

2. Диатомовая глина по составу аналогична глинистому диатомиту, однако здесь количество глинистого вещества доходит до 50 и более процентов. Мощность диатомовых глин от нескольких сантиметров до 15,0 м. Развита они в районе сс. Ахурик, Хачкар, Мармашен и др.

3. Туфодиациты, имеющие небольшое развитие, являются промежуточными породами между пирокластическими и органогенными образованиями. В основном развиты на уч. Мармашен, Арапи и др. Мощность от нескольких до 10 см. Сложены панцирями диатомовых водорослей и туфогенного материала. Цементом служит опалоглинистая масса в количестве до 60%. Диатомеи преимущественно дискообразной формы.

4. Диатомито-известковистые глины. Макроскопически известковая глина отличается от диатомовой более темной окраской: цвет ее серый с зеленоватым оттенком, она имеет полураковистый излом. Под микроскопом структура породы органогенная, пелитовая, алевролитовая. Порода состоит из мельчайших ($d < 0.001$ мм), неправильных по форме частиц опала. Диатомовые панцири присутствуют лишь в виде единичных форм или как реликты (рис. 3). Мощность описанных пород от нескольких сантиметров до 30—40 м.

Участками наблюдается обогащенность карбонатным веществом (ракушечный материал-дрейсенни). Раковины их толстостенные, хорошо сохранившиеся, размеры достигают 5 см. Отмеченные породы хорошо обнажаются на правом борту р. Ахурян, в частности, с. Арапи



Рис. 3. Диатомитово-известковистая глина. Ув. 200X.

и т. д. Эти породы местами огнисованы, где гипс присутствует в виде прожилок (1—2 см), кристалликов и вкрапленников.

Химический состав диатомитовых пород различен (табл. 1).

Таблица 1

Средний химический состав диатомитовых пород Ахурянского района (Ленинканская группа)

Наименование пород	Компоненты в %											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.
Диатомиты глинистые	69,80	0,9	10,10	6,1	0,25	0,03	1,87	1,62	0,8	1,2	4,3	7,64
Диатомовая глина	62,05	0,8	14,68	7,5	0,3	0,03	2,3	2,03	0,85	1,86	4,9	8,06
Диатомито-известковистые глины	58,5	0,8	17,5	5,8	0,18	0,04	1,83	4,11	1,6	1,6	3,9	5,00

По данным спектрального анализа в диатомитовых породах присутствуют: Li—0,001—0,01%, Ba—0,01—0,1%, Sr—0,01—0,013%, Zr—0,005—0,013%, V—0,01—0,075% и др.

Отмеченные разновидности на разрезе чередуются постепенно, внизу обнажаются глинистые диатомиты, а сверху—диатомовые глины, диатомито-известковистые глины. Микроскопический анализ образцов, отобранных снизу вверх, показывает постепенное уменьшение числа панцирей до полного (90%) их исчезновения.

Наблюдения показывают, что уменьшение диатомовых форм сопровождается развитием дрейсенсий в породе.

Обратную пропорциональность количества содержащихся в породе дрейсений и количества диатомей можно объяснить тем, что с увеличением карбонатности бассейна возрастала интенсивность растворения панцирей и соответственно менялась структура породы. И, наоборот, при незначительной карбонатности бассейна диатомовые панцири сохранялись и произошло осаждение диатомовых глин.

Таким образом режим в этой части Ленинканского бассейна в описываемый период подвергался изменениям, нарушались нормальные условия для осаждения диатомовых панцирей и образования диатомитов (с примесью глинистого материала), вследствие чего образовались новые типы пород—диатомито-известковистые глины.

Выделение отмеченных разновидностей в Ленинканской группе диатомитовых пород может быть использовано при проведении поисковых геологоразведочных работ.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.IV.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
2. Авакян Т. А. Петрографическое расчленение диатомитов Сиснанского месторождения. Изд-во АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1968.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айлетрат», Ереван, 1958.
4. Саядян Ю. В. Ширакский спорный разрез четвертичных отложений в Закавказье. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3. 1969.

К. А. КАРАМЯН, А. А. АВАКЯН

ЦЕЛЕСТИНОБАРИТ ИЗ ГРЕЙЗЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
РАЙОНА с. АРЕВИС

Барит является характерным минералом низкотемпературных ассоциаций и редко встречается в относительно высокотемпературных гидротермальных образованиях. В связи с этим определенный научный интерес представляет описание барита (целестинобарита), установленного авторами в ассоциации с высокотемпературными грейзенами района с. Аревис.

Грейзеновые образования с. Аревис расположены в 1,5 км от релъгар-аурипигментового проявления Мазмазак, где отмечаются выходы нижнеэоценовых диабазовых порфиритов и прорывающей ее Аревисской интрузии гранодiorитового, кварцево-диоритового состава. На ряде участков интрузив подвержен интенсивной грейзенизации. Грейзенизированная порода, как правило, интенсивно обелена и в основном состоит из кварца, турмалина и крупночешуйчатого серицита. Структура породы лепидогранобластовая. Турмалин составляет местами 10—15% всей породы и образует лучистые агрегаты, размер которых в поперечнике достигает 1,0 см. Он является одним из ранних минералов постмагматических преобразований, о чем свидетельствует его замещение серицитом.

Вышеописанные грейзенизированные породы пронизаны многочисленными прожилками и небольшими жилами кварца, имеющего гребенчатое строение. В средних частях этих жил в друзовых полостях и раздувах отмечается выделение целестинобарита, образующего параллельно-пластинчатые, сноповидные и лучистые агрегаты, обычно нарастающие на гребенчатый кварц (рис. 1). Размер этих выделений в кварцевых прожилках местами достигает 5 см в поперечнике. Помимо этого, целестинобарит образует налеты и агрегаты лучистых кристаллов, нарастающие на стенки трещинок, пересекающих грейзены, что указывает на относительно позднее образование целестинобарита по отношению к грейзенам. Однако, необходимо отметить, что целестинобарит вне грейзенов не отмечается. Это свидетельствует об образовании указанного минерала и грейзенов в ходе одного процесса.

Целестинобарит бесцветен, блеск стеклянный. Оптические константы: $N_g=1,630-1,631$; $N_p=1,621-1,622$; $N_g-N_p=0,009$, оптически положительный, $2V=+38^\circ$.

Химический анализ чисто отобранного целестинобарита показал следующее содержание окислов (табл. 1).



Рис. 1. Зарисовка образца грейзенов района с. Арвис.

Таблица

Окислы	BaO	SrO	SO ₃	R ₂ O ₃	Всего
Содержание в %	61,64	2,62	35,78	0,101	99,91

Кристаллохимическая формула: $(Ba_{0,94} Sr_{0,06}) SO_4$

Как видно из табл. 1, в описываемом минерале установлено повышенное содержание стронция.

Минерал изучен рентгеновским анализом на дифрактометре УРС—50 ИМ на железном неотфильтрованном излучении со скоростью сканирования 1° в минуту и режиме на трубке 25 KV, 10 mA. В качестве внутреннего стандарта использован элементарный Si. Результаты анализа показали, что исследуемый минерал идентичен бариту с параметрами решетки $a = 8,856 \text{ \AA} \pm 0,003 \text{ \AA}$, $b = 5,448 \pm 0,003 \text{ \AA}$, $c = 7,128 \text{ \AA} \pm 0,003 \text{ \AA}$ (табл. 2).

Для выяснения влияния примеси стронция на параметры решетки рассматриваемого барита его образец сравнен с параметрами того же минерала из Ахтальского месторождения. Дифрактограммы обоих образцов сняты в тождественных условиях. Предварительно оба

Таблица 2

Межплоскостные расстояния решеток образцов барита

hkl	Барит из Аревиса		Барит из Ахталы		Барит из АС ТМ	
	J	d/n	J	d/n	J	d, n
200	2	4,40	—	—	17	4,44
011	3	4,30	3	4,30	36	4,34
111	4	3,91	—	—	57	3,90
—	4	3,87	4	3,89	—	—
002	7	3,55	6	3,57	31	3,58
210	10	3,414	10	3,437	100	3,442
102	5	3,294	5	3,307	67	3,332
211	7	3,085	6	3,090	97	3,101
112	4	2,821	4	2,825	53	2,834
020	4	2,715	4	2,721	47	2,726
113	7	2,121	6	2,115	80	2,120
312	7	2,097	5	2,101	76	2,104
410	3	2,041	3	2,050	23	2,057
303	3	1,846	2	1,851	16	1,857
004	3	1,778	2	1,783	3	1,787
031	—	—	2	1,755	9	1,760
—	4	1,666	3	1,670	10	1,669
—	—	—	4	1,634	—	1,636

образца были подвергнуты приближенно-количественному спектральному анализу в идентичных условиях, исключающих относительную ошибку определения содержания элементов-примесей.

В результате, в рассматриваемом барите обнаружено 3,5% стронция при его отсутствии в образце из Ахталского месторождения. Содержание других элементов-примесей в обоих образцах одинаково мало.

Рассчитанные Э. Х. Хуршудян все три параметра элементарной ячейки барита из Аревиса оказались меньшими, чем у ахталского барита:

$$a = 8,858 \text{ \AA} \pm 0,003 \text{ \AA}; b = 5,458 \text{ \AA} \pm 0,003 \text{ \AA};$$

$$c = 7,156 \text{ \AA} \pm 0,003 \text{ \AA}.$$

Указанное различие параметров с достаточным основанием объясняется изоморфной примесью стронция, радиус которого по Гольдшмидту (1,27 А) меньше, чем бария (1,43 А).

Образование целестинобарита в грейзенах района с. Аревис, безусловно, связано с формированием самих грейзенов. Этот процесс, очевидно, необходимо рассматривать как пример кислотно-щелочной дифференциации растворов, в наиболее ранние стадии которого происходит интенсивное кислотное выщелачивание с образованием грейзенов, а в конце процесса из растворов, обогащенных выщелоченными компонентами вмещающих пород, осаждается целестинобарит. Об этом свидетельствует повышенное содержание Ва и Sr в грейзенах по сравнению с вмещающими гранитоидами (рис. 2). Очевидно, выще-

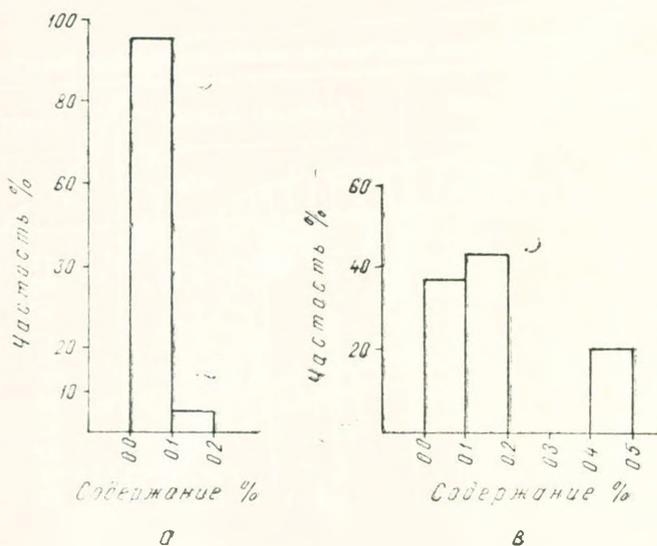


Рис. 2. Гистограмма содержаний бария: а—в гранитонах, б—в грейзенах.

лоченные из глубоких горизонтов Ва и Sr переотложились в ранее образованные грейзены.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.VII.1975.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550. 348.098.64

Н. К. КАРАПЕТЯН, Ж. О. МАНУКЯН

КАРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ
АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Средняя долговременная сейсмическая активность A_{10} , представляющая число землетрясений десятого энергетического класса, ежегодно приходящееся на площадь 1000 кв. км, определяется из графика повторяемости.

Для всей исследуемой территории Армянского нагорья (между $\lambda = 40 \div 49^\circ$ и $\varphi = 38 \div 42^\circ$, кроме Куринской депрессии) площадью 277500 кв. км получены следующие значения A_{10} : в случае, когда повторные толчки не исключены из рассмотрения и график повторяемости построен по методу распределения $A_{10} = 0,06 \div 0,07$; если же график повторяемости построен по методу суммирования, то $A_{10} = 0,09 \div 0,11$; в случае, когда при построении графиков повторяемости повторные толчки исключены, то при использовании метода распределения $A_{10} = 0,05 \div 0,06$, а при использовании метода суммирования $A_{10} = 0,08 \div 0,09$ [3].

Для советской части исследуемой территории (в основном Малого Кавказа) площадью 85600 кв. км получены следующие значения A_{10} : когда повторные толчки не исключены, при методе распределения $A_{10} = 0,07 \div 0,08$, а при методе суммирования $A_{10} = 0,10 \div 0,12$; в случае, когда повторные толчки исключены, величина A_{10} равна соответственно $0,06 \div 0,07$ (при методе распределения) и $0,09$ (при методе суммирования) [3].

Для зарубежной части исследуемой территории общей площадью 19100 кв. км в случае, когда повторные толчки не исключены, при использовании метода распределения $A_{10} = 0,06$ и при использовании метода суммирования $A_{10} = 0,09 \div 0,10$. В случае же, когда повторные толчки исключены, $A_{10} = 0,05$ (при методе распределения) и $A_{10} = 0,08$ (при методе суммирования) [3].

Из приведенных чисел видно, что величина A_{10} имеет различные значения для разных частей исследуемой территории. Следовательно, величины A_{10} , вычисленные для всей исследуемой территории, являются пространственно осредненными.

Таким образом, знание величины A_{10} дает только общее осредненное представление о сейсмичности исследуемой территории.

Для получения более точной и региональной картины сейсмичности следует изучить пространственное распределение повторяемости землетрясений и построить карты в изолиниях сейсмической актив-

ности. Таким образом карты сейсмической активности представляют изолинии средней частоты повторения землетрясений определенной сейсмической энергии.

Карты сейсмической активности для всей исследуемой территории построены за периоды с 1952÷1967 гг. (т. е. до Зангезурского землетрясения 9.VI.1968 г.) и с 1952÷1968 гг. При построении карт сейсмической активности представительными для всей исследуемой территории, начиная с 1952 года, были приняты землетрясения с $K \geq 10$.

Карты сейсмической активности построены в трех вариантах: 1) без повторных толчков, 2) с повторными толчками, 3) с учетом процента исключенных повторных толчков.

Для построения карт сейсмической активности использован метод суммирования с постоянной точностью [1, 4]. Число эпицентров землетрясений с $K \geq 10$ на площади осреднения круговой палетки принято равным 5.

Радиус круга площадки осреднения определялся по формуле [2]:

$$R = \sqrt{\frac{1000 N_{\Sigma} (1 - 10^{-\gamma})}{A \pi T 10^{-(K_{\min} - K_0) \gamma}}}, \quad (1)$$

где N_{Σ} — число эпицентров на площадке осреднения, γ — наклон графика повторяемости, T — период времени наблюдений, K_{\min} — наименьший энергетический класс землетрясений, представительный для исследуемого региона за данный период времени T , K_0 — энергетический класс землетрясений, по которому определяется активность. В нашем случае $A = A_{10}$, следовательно $K_0 = 10 \cdot K_{\min}$ также равен 10. Следовательно, формула (1) примет вид:

$$R = \sqrt{\frac{1000 N_{\Sigma} (1 - 10^{-\gamma})}{A \pi T}} \quad (2)$$

здесь $N_{\Sigma} = 5$; $T = 16$, если карта сейсмической активности построена по данным за 1952÷1967 гг. и $T = 17$, если карта сейсмической активности построена за 1952—1968 гг. Для этих периодов времени значения γ , определенные из графиков повторяемости, построенных с учетом и без учета повторных толчков по методу суммирования, даны в таблице 1.

Таблица 1
Значения наклона графиков повторяемости

Период времени наблюдений	Значения γ	
	повторные толчки не исключены	повторные толчки исключены
1952—1967 гг.	0,499±0,002	0,477±0,009
1952—1968 гг.	0,503±0,001	0,473±0,010

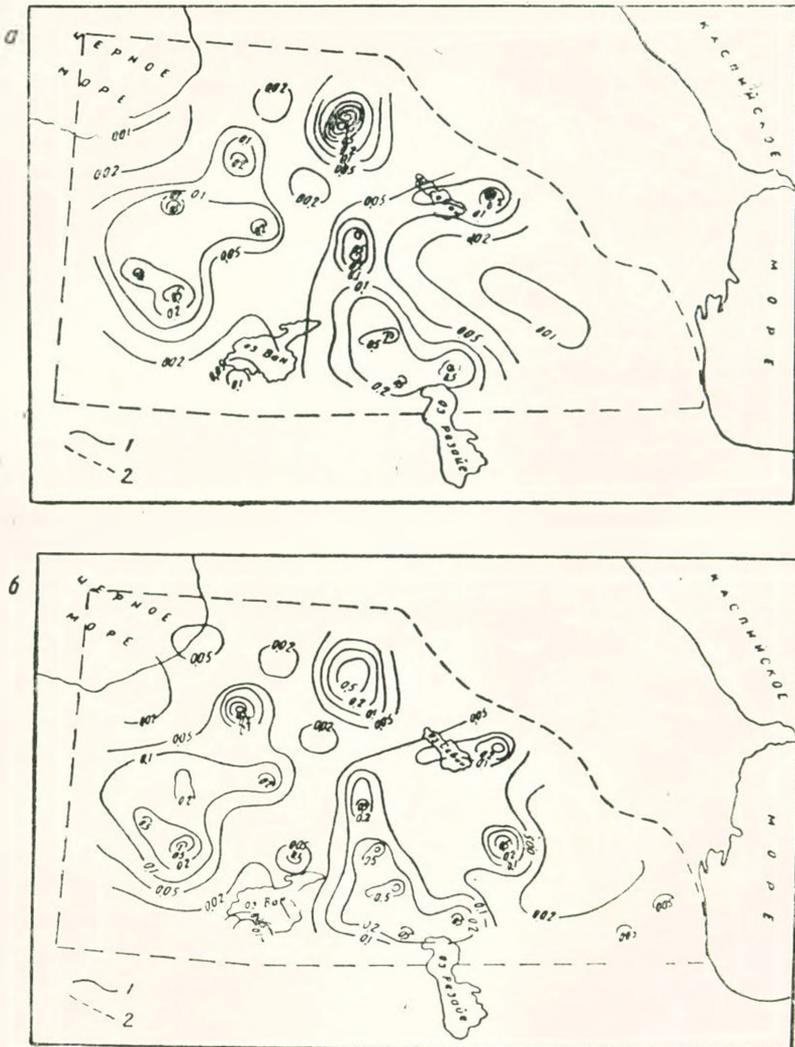


Рис. 1. Карты сейсмической активности Армянского нагорья по наблюдениям: а—1952—1967 гг., б—1952—1968 гг. 1—изолинии сейсмической активности А; 2—границы исследуемой территории. При построении карт повторные толчки землетрясений не исключены.

Используя указанные значения N_s , γ и T , определены радиусы палетов и построены карты сейсмической активности (рис. рис. 1, 2, 3).

Изолинии на картах сейсмической активности проведены для значений 0,01; 0,02; 0,05; 0,1; 0,2; 0,5; 1; 2; 5.

На картах сейсмической активности, при построении которых повторные толчки исключены, наибольшая сейсмическая активность наблюдается на Ахалкалакском нагорье в небольшой зоне, расположенной на границе между Армянской и Грузинской ССР. В этой зоне на каждые 1000 кв. км приходится ежегодно 2 землетрясения с $K \geq 10^{10}$ Дж. На карте сейсмической активности, построенной по наблюдениям за

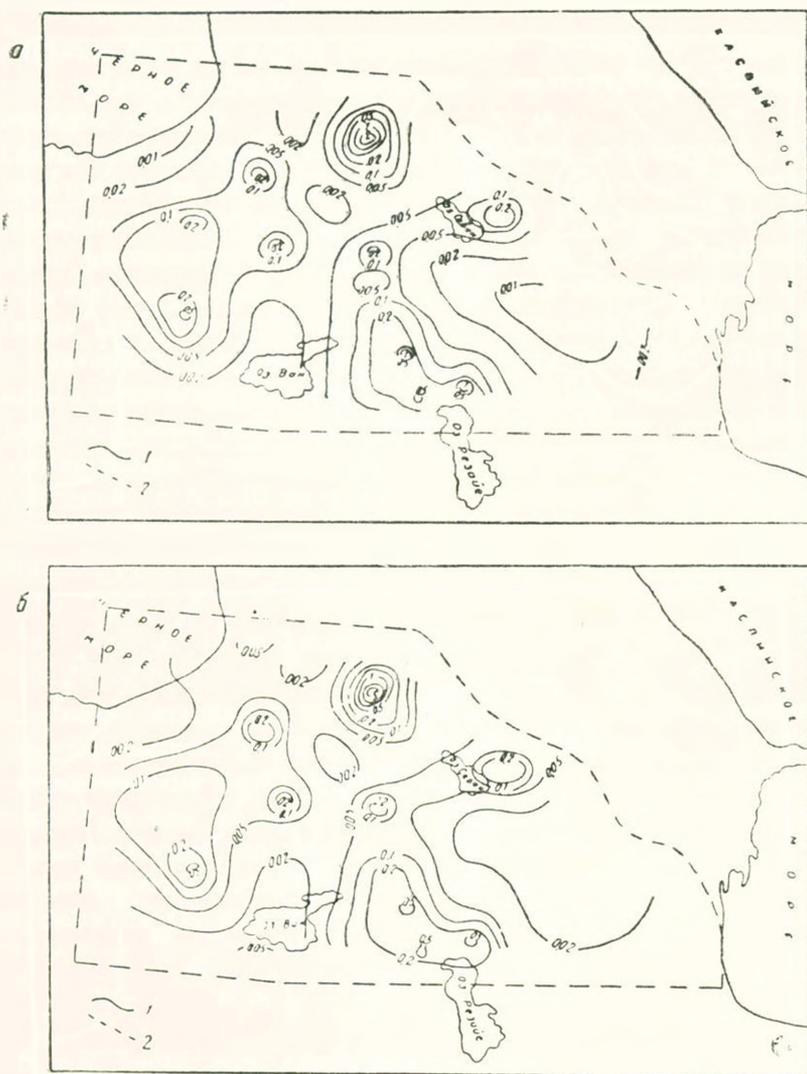


Рис. 2. Карты сейсмической активности Армянского нагорья по наблюдениям: а—1952—1967 гг.; б—1952—1968 гг. 1—изолинии сейсмической активности A ; 2—границы исследуемой территории. При построении карт повторные толчки землетрясений исключены.

1952—1968 гг., внутри этой зоны имеется совсем маленькая полоска площадью, примерно, 150 кв. км. где сейсмическая активность доходит до 5.

Следующими по активности зонами в пределах СССР являются небольшая область, расположенная вблизи гор. Еревана, и участок, расположенный к северо-востоку от озера Севан, между гор. Кировабадом и озером Севан. В этих двух зонах сейсмическая активность равна 0,2. В зарубежной части исследуемой территории имеются довольно обширные зоны с $A=0,2$ и отдельные небольшие площадки с $A=0,5$ в районе Вардо и севернее оз. Резайе.

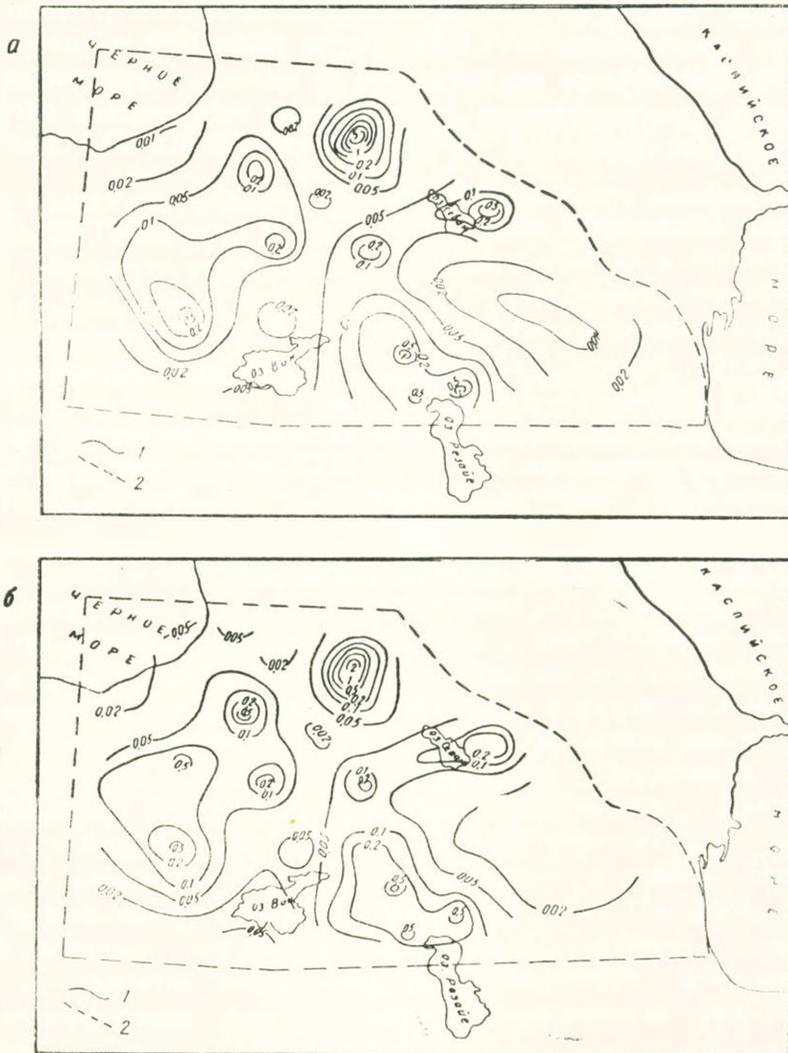


Рис. 3. Карты сейсмической активности Армянского нагорья по наблюдениям: а—1952—1967 гг.; б—1952—1968 гг. 1—изолинии сейсмической активности А; 2—границы исследуемой территории. Карты построены с учетом процента исключенных повторных толчков землетрясений.

На картах сейсмической активности, при построении которых повторные толчки не исключены, естественно, наблюдается повышение сейсмической активности в местах крупных землетрясений, сопровождавшихся повторными толчками с $K \geq 10$. Так, например, в районе Зангезурского землетрясения 9.VI.1968 г. сейсмическая активность равна 0.5.

На картах сейсмической активности, построенных с учетом процента исключенных повторных толчков, искажающее влияние повторных толчков в некоторой степени сглаживается.

При сравнении карт сейсмической активности, построенных без повторных толчков по наблюдениям за 1952÷1967 гг. (т. е. до Зангезурского землетрясения 9/VI.1968 г.) и за 1952÷1968 гг., можно отметить, что Зангезурское землетрясение не вызвало существенных изменений в пространственном распределении сейсмической активности на исследуемой территории.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 19.III.1976.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Горбунова И. В. Построение карт активности с постоянной точностью. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 32 (199), 1964.
2. Горбунова И. В., Ризниченко Ю. В. Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования. Известия АН СССР, Физика Земли, № 7, 1965.
3. Карапетян Н. К. Параметры сейсмического режима Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1976.
4. Ризниченко Ю. В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1964.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

ВОСЬМОЕ ВСЕСОЮЗНОЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

По инициативе Академии наук СССР—Научного Совета по рудообразованию, Института геологии и геохимии (Уральский Научный Центр), Института геологии (Башкирский филиал) и Министерства геологии—Уральского, Башкирского и Оренбургского территориальных геологических управлений, а также Министерства высшего и среднего специального образования РСФСР (Свердловский горный институт) с 25-го по 29 мая с. г. в гор. Свердловске проходило VIII Всесоюзное металлогеническое совещание по проблеме «Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей».

Основными задачами совещания были: выяснение геотектонических условий формирования доорогенных металлогенических провинций, поясов и зон, выявление этапности геологических и рудогенных процессов, при образовании структурных зон земной коры, закономерностей пространственного размещения рудных полей и месторождений в областях развития различных магматических формаций, состава и геохимических особенностей рудогенных формаций и т. д.

В работе совещания принимали участие представители из многих научных центров страны—Москвы, Ленинграда, Свердловска, Алматы, Ташкента, Тбилиси, Баку, Еревана, Новосибирска, Иркутска и т. д. Всего было зарегистрировано около 500 участников.

После пленарного заседания, проходившего в здании Свердловского горно-металлургического техникума им. И. И. Ползунова, параллельно проводили свои работы 3 секции по металлогении рудных формаций: А—хромитов, платиноидов, титаномагнетитов, Б—колчеданов и медно-порфировых руд и В—скарново-магнетитовых руд, золота, бокситов.

С огромным интересом были выслушаны выступления известных ученых—В. И. Смирнова, С. Н. Иванова, Л. И. Овчинникова, Н. И. Хитарова, Г. А. Твалчрелидзе, Д. В. Рундквиста, П. Я. Яроша, П. Ф. Иванкиша, М. Б. Бородаевской, Д. И. Горжевского, Г. Н. Щербы и других, в работах которых освещены основные вопросы рудных формаций доорогенной металлогении эвгеосинклиналей.

Полнее используя принцип актуализма в своих исследованиях, А. В. Пейве, С. Н. Иванов и др. приходят к выводу, что история формирования земной коры в древних геосинклинальных областях охватывает четыре крупных этапа: рифтовый, океанический, переходный и континентальный. Исходя из этого, они предлагают создать новую геотектоническую и петрологическую основу для формационного анализа и дать на этой основе характеристику металлогении по отдельным четырем указанным этапам развития земной коры в крупных регионах и построить на новых принципах тектонические карты.

Секция А. На заседаниях этой секции обсуждались проблемы, связанные с металлогенией гипербазитовых формаций геосинклинальных областей.

По мнению большинства геологов (П. Я. Ярош, Е. П. Царицын, С. В. Москалева и др.) ультраосновные породы являются подкоровыми образованиями. Исследования показывают, что гипербазиты претерпевают сложную и длительную историю преобразования и в зависимости от характера геологического развития региона и формационной их принадлежности, в разных геосинклиналях они образуют различные минерализации. Так, например, с дунит-гарцбургитовой формацией связано подавляющее большинство месторождений хромита, асбеста, магнезита, а с дунит-клинопироксенитовой формацией—месторождения платиноидов и титаномагнетита.

Ультраосновные массивы очень часто образуют вытянутые пояса, нередко прослеживаются на большие расстояния и контролируются глубинными тектоническими структурами.

Морфологически хромиты представлены уплощенными телами, линзами, нередко кулисообразно расположенными относительно друг друга и крупными широкообразными обособлениями.

Секция Б. Участников совещания особенно заинтересовала проблема металлогении колчеданносных провинций, особенности магматизма эвгеосинклинальных зон, тектонические условия их формирования и другие вопросы, что наглядно было продемонстрировано выступлениями делегатов на заседаниях этой секции. По представлениям М. Б. Бородаевской и др., формирование колчеданных месторождений представляет длительный и сложный процесс. В становлении колчеданных залежей участвуют гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические, гидротермальные процессы, а также процессы регенерации рудного вещества, проявленные как в период активного вулканизма, так и на последующих отрезках истории эвгеосинклиналей.

По мнению Д. И. Горжевского структурно-металлогенические зоны и рудные районы эвгеосинклинальных провинций разделяются на две группы: унаследованные и наложенные (регенерированные). Первые локализуются в геосинклинальных прогибах линейного типа, развивающихся на океанической коре. Для них характерны вулканы натровой серни с развитием пород основного и среднего состава. Оруденение представлено медноколчеданными и медно-цинково-колчеданными месторождениями. Наложенные структурно-металлогенические зоны и рудные районы локализуются в эвгеосинклинальных структурах, развивающихся на мощной спалической коре при раздроблении главным образом срединных массивов с проявлением вулканизма кали-натровой серни в начальных стадиях. С этим этапом связаны колчеданно-поллиметаллические и медно-поллиметаллические месторождения.

Большинство исследователей приходит к выводу, что колчедан-

ные месторождения Урала и других колчеданосных провинций, как правило, приурочены к последовательно- или контрастно-дифференцированным формациям и пространственно тяготеют к наиболее кислым разновидностям базальтоидного вулканизма раннегеосинклинальной стадии. Анализ возраста рудоносных формаций и рудовмещающих метасоматитов в них позволяет говорить о полихронности колчеданных месторождений. При этом, рудные поля и месторождения большей частью контролируются вулканическими постройками, особенно в ее центральных частях, где интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические изменения, начавшиеся еще в процессе вулканизма.

Анализируя геологическую позицию на структурно-формационной основе месторождений Рудного Алтая, Г. Ф. Яковлев и другие приходят к заключению о связи колчеданно-полиметаллических руд с раннегеосинклинальной предостровной базальт-липаритовой формацией преимущественно кали-натровой серии, а медноколчеданное оруденение—с натровой. Рудные районы расположены на склонах вулканоогенных поднятий или в вулкано-тектонических депрессиях. Рудные поля и месторождения приурочены к локальным вулкано-купольным постройкам и депрессиям.

Рудные тела колчеданной формации в морфологическом отношении представлены пластообразными, нередко согласными залежами, линзами; часто отмечаются трубообразные формы, жилы, столбы, а также тела, расположенные в зонах дробления и расщепления.

На заседании этой секции коллективом авторов (В. И. Котляр, Э. А. Хачатурян, К. М. Мурадян) был представлен доклад по теме «Эвгеосинклинальные формации северной части Армянской ССР и колчеданное оруденение».

Секция В. В железорудную формацию входят вкрапленные титаномagnetитовые, скарново-магнетитовые, сидеритовые и другие типы руд, составляющие сырьевую базу черной металлургии. На этой секции излагались вопросы закономерностей возникновения, размещения и локализации железорудных месторождений.

По мнению Г. С. Нечкина и П. Я. Яроша, возникновение эксгальзионно-осадочных железорудных концентраций в связи с однородными формациями контролируется режимом глубинной гидротермальной кислотно-щелочной дифференциации в околократерной области. Рудогенерирующими областями для скарново-магнетитовых руд, основная масса которых залегает согласно со слонстостью вмещающих пород, являются не собственно контакты интрузий, а надмагматические пространства, заполненные вулканоогенно-осадочным материалом.

На Урале скарново-магнетитовые месторождения являются основным источником богатых магнетитовых руд. Месторождения этого типа приурочиваются к разломам глубокого заложения, располагаясь в отрицательных структурах (Я. П. Баклаев).

По представлениям О. М. Чугуевской, необходимыми условиями локализации крупных месторождений железа являются (на примере

Алтая): 1) длительное многократное развитие грабен-синклинальных структур, приуроченных к пересечению крупных вторичных эвгеосинклиналей с поперечными подвижными зонами; 2) полициклический, антидромный, щелочной базальтоидный магматизм с преобладанием вулканогенных фаций над интрузивными; 3) наличие рудоносных осадочно-вулканогенных формаций, образовавшихся в момент качественного скачка в полициклической вулканической деятельности, фиксируемого сменой отношений калия к натрию; 4) стратифицированность, полихронность и полигенность оруденения. Эти положения вызвали оживленную дискуссию участников совещания.

После секционных заседаний совещание на пленарном заседании подытожило результаты работ и приняло проект решения.

Было принято решение организовать IX Всесоюзное совещание через три года в столице Узбекской ССР—Ташкенте, на котором будет обсуждена проблема металлогении гранитоидов.

С 30 мая по 4 июня для участников совещания были организованы геологические экскурсии:

1. Качканарско-Тагильская—посещение титаномагнетитовых месторождений Качканарского массива, скарново-магнетитовых и колчеданных месторождений Тагильского рудного узла.

2. Учалыско-Магнитогорская—осмотр карьерных выработок на колчеданных месторождениях Учалынского рудного узла и Магнитогорском скарново-магнетитовом месторождении.

3. Кемпирсайско-Гайская—знакомство с хромитовыми месторождениями Донской группы и колчеданными месторождениями Гайского и Домбаровского рудных районов.

4. Тургайская—знакомство со скарново-магнетитовыми месторождениями Тургайской железорудной полосы.

Большинство армянских геологов приняло участие в геологической экскурсии по Кемпирсайско-Гайскому маршруту.

Впечатляющим было Гайское месторождение, которое разрабатывается двумя карьерами. Промышленные руды этого месторождения локализуются в области сложнопостроенной пологопогружающейся к северу эндоконтактной части некка кварцевых порфиров. Корневая зона оруденения расположена на глубине 2000 м и более. Рудные тела представлены крупными линзами серно-колчеданных руд мощностью до 120 м и прожилково-вкрапленными зонами. Большое впечатление на участников экскурсии оставили также Соколово-Сарбайское и Качканарское месторождения железных руд.

Р. А. Саркисян, Г. Б. Межлумян, К. М. Мурадян
кандидаты геол.-мин. наук.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

БАБКЕН СЕМЕНОВИЧ ВАРДАПЕТЯН

(к 70-летию со дня рождения)

Исполнилось 70 лет со дня рождения и 45 лет производственной и научно-педагогической деятельности одного из ведущих специалистов-геологов старшего поколения республики, доктора геолого-минералогических наук, заслуженного деятеля науки и техники Армянской ССР, заведующего кафедрой методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Ереванского государственного университета, профессора Бабкена Семеновича Вардапетяна.

Бабкен Семенович Вардапетян родился в гор. Кировабаде Азербайджанской ССР. Его трудовая деятельность в Армении началась с 1931 г., куда он приехал после окончания Азербайджанского политехнического института. С января 1931 г. Б. С. Вардапетян работает инженером-геологом в тресте «Горстром», а с 1932 г. занимает должность заместителя директора по научной части Армянского отделения ВИМС-а. Одновременно с 1952/53 учебного года начинается его педагогическая деятельность в Ереванском государственном университете, которая продолжается до настоящего времени.

С 1936 по 1937 гг. Б. С. Вардапетян работает главным инженером Армянского отделения «Геомин», с 1937 по 1942 гг.—техническим руководителем и начальником партии Армянского геологического управления; с 1942 по 1944 гг. главным геологом Закавказского меднорудного комбината; с 1944 по 1947 гг.—главным инженером Армянского геологического управления. В Ереванском государственном университете Б. С. Вардапетян руководит кафедрой «Методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых».

В 1959 г. он назначается директором Научно-исследовательского горнометаллургического института (НИГМИ) Министерства цветной металлургии СССР, откуда в 1972 г. переходит на постоянную работу в Ереванский университет.

Результаты геологических работ Б. С. Вардапетяна для развития геологической службы и горнорудной промышленности республики имеют существенное значение. Под руководством Б. С. Вардапетяна и П. А. Антипова в 1934—37 гг. было разведано Туманянское (Дсехское) месторождение огнеупорных пород, на базе которого в Армении была создана новая отрасль промышленности—производство огнеупорных изделий. В 1937—38 гг. Б. С. Вардапетяном было разведано Арзаканское месторождение мрамора, явившееся тогда основной сырьевой базой Ереванского мраморного завода. В 1938—1942 гг. разведан Спасаканское месторождение меди.

В 1942—44 гг. принимал деятельное участие в разведке штоквер-

кового оруденения Кафанского месторождения. В 1950—51 гг. под руководством Б. С. Вардапетяна разведано Тежсарское месторождение нефелиновых сиенитов. В 1952—62 гг. им проводятся научные исследования по выявлению закономерностей распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. В результате составлена монография с картой прогноза на медь.

Б. С. Вардапетян в республике проводил также важные инженерно-геологические работы на целом ряде объектов.

В период работы в НИГМИ в должности директора института Б. С. Вардапетян принимал деятельное участие в организации отделов, лабораторий и секторов института, а также в выполнении ряда актуальных научно-исследовательских тематических работ.

В процессе своей практической и научной деятельности в разное время он давал геолого-промышленные оценки по ряду месторождений (Дсехское, Кафанское, Спасакарское и др.).

В 1947 г. он защищает кандидатскую диссертацию на тему «Спасакарское медное месторождение в Армянской ССР», а в 1962 г. — докторскую диссертацию «Закономерности размещения и прогноз концентрации медного оруденения на территории Армянской ССР»; в том же 1962 г. он был утвержден в ученном звании профессора. Им написано свыше 100 научных работ, из которых 50 опубликованных, охватывающих вопросы закономерностей размещения в пространстве полезных ископаемых, геологических поисков, разведки, оценки месторождений и др.

Плодотворная производственная и научно-педагогическая работа Б. С. Вардапетяна продолжается и в настоящее время. С 1972 по 1975 гг. под его руководством на кафедре проводились научно-исследовательские, геолого-изыскательские работы по основным медным месторождениям республики.

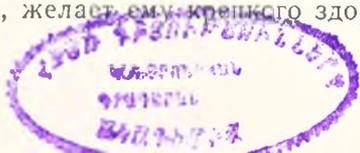
В 1974—75 гг. Б. С. Вардапетян организовал при кафедре кабинет геологии и разведки главнейших рудных и нерудных месторождений Армении, который обслуживает учебный процесс курсов «Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» и «Структура рудных полей».

Под руководством профессора Б. С. Вардапетяна успешно защитили кандидатские диссертации 12 человек, в основном работники производства (главные геологи рудников, начальники партий и др.).

Наша партия и Советское правительство высоко оценили заслуги Б. С. Вардапетяна, наградив его двумя орденами Трудового Красного Знамени, пятью медалями и почетными грамотами и знаками отличия.

За плодотворную научно-педагогическую деятельность ему присвоено почетное звание Заслуженного деятеля науки и техники Армянской ССР.

Геологическая и горно-техническая общественность республики поздравляет Бабкена Семеновича Вардапетяна с знаменательным юбилеем, желает ему крепкого здоровья и новых творческих успехов.



КРИТИКА И ДИСКУССИИ

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

В вашем журнале (Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVIII, № 2, 1975) была опубликована статья Э. Х. Харазяна «Долеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гегамского нагорья». Не ставя перед собой цели полного критического анализа положений этой статьи, мне представляется необходимым разбор некоторых наиболее типичных цитировок Э. Х. Харазяна.

1. На стр. 28 у Э. Х. Харазяна [12] можно прочесть: «По мнению большинства исследователей, изучавших эти образования, долеритовые базальты являются продуктами излияний трещинных вулканов, расположенных, главным образом, в зоне Транскавказского поперечного поднятия, вдоль линии г. Арарат—г. Арагац—Кечутский хребет и т. д. [ссылка на работы [3, 13, 9, 6]—К. К.]».

Здесь верна только ссылка на мою статью [6]. Что же касается А. А. Габриеляна [3], Е. Е. Милановского [9] и К. Г. Шириняна [13], то в этих статьях ничего подобного они не высказывали.

2. На стр. 30 [12] Э. Х. Харазян заявляет: «К. И. Карапетяном [ссылка на статью [6]—К. К.] вообще исключается возможность долеритовых излияний в пределах так называемой «Северной вулканической дуги» (куда этот автор включает Гегамский хребет) и все долеритовые базальты Армении связываются с другой, Транскавказской вулканической зоной. Все же, признав факт существования долеритов в районе гор. Камо [ссылка на статью [2]—К. К.], К. И. Карапетян считает их «инородными, непосредственно не связанными с вулканизмом собственно Гегамской вулканической области» (стр. 15).

Во второй статье [2], на которую Э. Х. Харазян ссылается, буквально сказано: «Только липариты извергались центрами Северной вулканической дуги (куда входит и Гегамское нагорье), а долеритовые базальты принадлежат трещинным вулканам, связанным с Транскавказской д., может быть, частично с другими менее значительными поперечными структурами; долеритовые базальты окрестностей гор. Камо являются, если так можно выразиться, «инородными», непосредственно не связанными с вулканизмом собственно Гегамской вулканической области» (стр. 15).

Э. Х. Харазян намеренно не приводит первую часть предложения, а цитирует только окончание его; понятно, ибо он не смог бы в этом случае говорить о том, что мною «вообще исключается возможность долеритовых излияний» в Северной дуге и что я «все долеритовые базальты Армении» связываю только с Транскавказской зоной.

3. На стр. 36 у Э. Х. Харазяна [12] сказано: «К. И. Карапетян [ссылка на статьи [4, 5]—К. К.], допустивший более определенную глубину—около 3 км. сначала для Айюцзорского вулканического района, а затем и для Гегамского, основывался на данных изучения ксенолитов и петро-

химии лав. Эти ксенолиты «размером 3—8 см, имеющие угловатые, слегка сглаженные контуры и окаймленные оболочкой из стекла» [ссылка на статью [4, стр. 99]—К. К.], по нашему мнению, никак не могут свидетельствовать о той или иной глубине вулканического очага».

Дело обстоит совсем не так.

а) В первой статье [4] я вообще не указывал определенной глубины очага. Тем непригляднее выглядит попытка убедить читателя, будто я определял глубину очага на основании размеров и форм ксенолитов и высказать «наше мнение», которое является не мнением Э. Х. Харазяна, а известной аксиомой.

б) И ссылка на вторую статью [5], деликатно выражаясь, не корректна; в ней нет ни слова об использовании петрохимических данных при определении глубины очага. На основании петрохимии у меня [5, стр. 230] сделан вывод о том, что формирование окончательного состава лав Гегама и Айюцзора «...происходило не в едином очаге, а в двух самостоятельных, изолированных очагах».

4) На стр. 36 [12] Э. Х. Харазян пишет: «По мнению Е. Е. Милановского [ссылка на статью [9]—К. К.], в этом отношении здесь наблюдается обратное явление: «Значительно меньшая степень дифференцированности гегамских антропогенных вулканитов (базальты—андезиты) по отношению к мио-плиоценовым (базальты—андезиты—дациты) того же района, а также смена центральных (полигенных) извержений трещинными свидетельствует лишь об увеличении глубины, протяженности и проницаемости магмоподводящих каналов» (стр. 52)».

На самом деле в этой статье Е. Е. Милановского [9] на стр. 52 буквально сказано: «Ряд отличий верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма от миоплиоценового (значительно меньшая дифференцированность состава лав, гораздо меньшая роль продуктов эксплозивной деятельности, смена преимущественно центральных извержений ареально-трещинными и т. д.) позволяет предполагать, что глубина, протяженность разрывов, их проницаемость для магмы со временем постепенно возрастали».

б) На стр. 34 [12] Э. Х. Харазян, ссылаясь на статью Е. А. Нефедьевой [10], следующим образом цитирует ее высказывание: «Е. А. Нефедьева пишет: «Здесь ясно заметна связь вулканических излияний с продольной трещиной, проходящей вдоль зоны максимальных поднятий, где располагается и цепь шлаковых вулканических вершин. Трещинный характер агмаганских лавовых покровов подтверждается также их наибольшей мощностью в гребневой зоне нагорья» (стр. 97)».

На стр. 97 у Е. А. Нефедьевой [10] есть только одно высказывание, отдаленно напоминающее то, которое приводит Э. Х. Харазян. Вот оно: «Это подтверждается работами А. Н. Заварицкого (1945), Б. М. Кузнецкого (1929) и К. Н. Паффенгольца (1931), а также морфологическими данными: линейным расположением шлаковых вулканических вершин и наибольшей мощностью лавовых покровов в гребневой зоне нагорья».

Но сходство (и только!) здесь есть между последними частями цитат—действительной и мнимой. Первую часть цитаты, приводимой Э. Х.

