

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**





Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год  
на русском и армянском языках

#### ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂՆԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Առլանյան (պատասխանատու խմբագիր),  
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-  
սարյան, 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), ՀՍՍՀ  
ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղախյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիչանյան,  
ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Կ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան,  
Է. Ա. Խոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն.  
Ա. Ս. Զարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),  
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Баг-  
дасарян, 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, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, акад. АН Арм. ССР  
А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-  
мин. наук А. С. Фармазян (заместитель ответственного редактора), докт.  
геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора),  
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրութիւնը հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.  
Адрес редакции: 375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а

© Издательство АН Арм. ССР  
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981



Առ 409

Թ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Պ. Տ. Ասլանյան, Շ. Կ. Մաղախյան, Է. Խ. Ղուկասյան, Ս. Ն. Ստեփանյան, Լ. Շ. Տեր-Աբրահամյան, Շ. Շ. Ամիրյան, Ա. Ս. Ֆառամազյան. Հայկական ՍՍՀ ոսկու հանքավայրերի հեռանկարները և ոսկերեք հանքանյութերի կոմպլեքսային օգտագործման հնարավորությունները	3
Ն. Թ. Ազարյան. Հայկական ՍՍՀ և Նոսիլչեկանի ԻՍՍՀ տրիասի և յուրայի շերտագրական ստորաբաժանումները	8
Շ. Ա. Վազարյան. Սևանի օֆիոլիտային գոտու վերին կավճի քարախականության հիմնական գծերը	24
Կ. Պ. Քսմեազյան. Երկրագնդի խոշորագույն հանքավայրերի նավթային կուտակների կողմնորոշման և ձգվածության տեղաբաշխման մոլորակային դոնալո-թյունը	36
Ա. Ն. Վարդապետյան, Ո. Կ. Սոբոլսոլին. Սևծովյան և Հարավկասպիական իջվածքների հասակի մասին	44
Վ. Բ. Սեյրանյան, Ս. Շ. Սարգսյան. Հայաստանում փերուզի հանքավայրերի օրոնման երկրաբանական նախադրյալները	52
Ս. Մ. Հաբուրյունյան, Թ. Բ. Յաղոյան. Որոշ տվյալներ Աղվերանի գանգվածի հիդրոերկրաբանության մասին	61
Կ. Ա. Ալեխանդրյան. Հեռնային բնատարածքների ջրային հաշվեկշռի բաղադրիչների հաշվառման հարցի վերաբերյալ	68
Ս. Գ. Կարապետյան. Հողագրունտների ակտիվ ժակոտկենության և գրունտային ջրերի ստորերկրյա հոսքի մասին	73

Համառոտ նաղորդումներ

Կ. Ա. Հաբուրյունյան. Հանքածորի հանքավայրի քվարցում գազահեղուկային ներփակումների հետազոտման արդյունքները	79
Խ. Ա. Ավագյան. Հայկական ՍՍՀ դիատոմիտային ասպարների լիթոլոգա-պետրոգրաֆիական առանձնահատկությունների մասին	82
Ա. Լ. Սանուկյան, Ս. Ա. Աբրահամյան, Թ. Մ. Սիրունյան, Վ. Ա. Ճանտուրիա, Թ. Ի. Խահակյան, Ն. Կ. Չալաբյան. Սուլֆիդային միներալների էլեկտրական հատկությունների տեսական նախադրյալները և հետազոտման մեթոդիկան	85

Ինֆերատներ

Ն. Խ. Սարաֆյան. Երկրագնդի վերին թաղանթի կառուցվածքի օրինաչափության վերաբերյալ	89
---	----





СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян, И. Г. Магакьян, Э. Х. Гулян, С. Н. Степанян, Л. Г. Тер-Абрамян, Ш. О. Амирян, А. С. Фармазян. Перспективы золоторудных месторождений Армянской ССР и возможности комплексного использования золотосодержащих руд . . . . .	3
Н. Р. Азарян. Стратиграфические подразделения триаса и юры Армянской ССР и Нахичеванской АССР . . . . .	8
Г. А. Казарян. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса . . . . .	24
Г. П. Тамразян. Планетарная зональность в распределении ориентировок и протяженности нефтяных залежей крупнейших месторождений Земли . . . . .	36
А. Н. Вардапетян, О. Г. Сорохтин. О возрасте Черноморской и Южно-Каспийской впадин . . . . .	44
В. Б. Сейранян, С. Ш. Сиркисян. Геологические предпосылки поисков месторождений бирюзы в Армении . . . . .	52
С. М. Арутюнян, Р. Б. Ядоян. Некоторые новые данные по гидрогеологии Агверанского массива . . . . .	61
Г. А. Александрян. К вопросу об учете составляющих водного баланса горных территорий . . . . .	68
С. Г. Карапетян. Об активной пористости почвогрунтов и подземном потоке грунтовых вод . . . . .	73

Краткие сообщения

Г. А. Арутюнян. Результаты исследований газовой-жидких включений в кварце Анкадзорского месторождения . . . . .	79
Т. А. Авакян. О литолого-петрографических особенностях диатомитовых пород Армянской ССР . . . . .	82
А. Л. Саградян, С. А. Абрамян, Р. М. Сируняч, В. А. Чантурия, Р. И. Исаакян, Н. Г. Чалабян. Теоретические предпосылки и методика исследований электрических свойств сульфидных минералов . . . . .	85

Рефераты

Н. Е. Сирафян. К закономерности строения верхней оболочки Земли . . . . .	89
---	----



УДК 553.41(479.25)

А. Т. АСЛАНЯН, И. Г. МАГАКЬЯН, Э. Х. ГУЛЯН, С. Н. СТЕПАНЯН,  
Л. Г. ТЕР-АБРАМЯН, Ш. О. АМИРЯН, А. С. ФАРАМАЗЯН

## ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР И ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУД<sup>1</sup>

В статье приведено краткое описание выделенных на территории Армянской ССР золотоносных рудных формаций, которые охарактеризованы с точки зрения их перспектив и распространенности. Изучением минерального состава и геохимических особенностей золотосодержащих месторождений установлены элементы-примеси, которые придают рудам комплексный характер; организация извлечения этих элементов может способствовать повышению эффективности использования руд.

Вовлечение в оборот больших масс бедных руд предъявляет технологам и обогатителям повышенные требования по разработке и внедрению новых высокоэффективных технологических схем в обогащении и переработке руд с целью обеспечения более полного и комплексного их использования.

В условиях Армянской ССР перед геологической наукой и службой ставятся в первую очередь задачи по расширению минерально-сырьевой базы свинцово-цинковой, медной, медно-молибденовой и золотодобывающей промышленности.

До 50-х годов территория Кавказа, в том числе и М. Кавказа, считалась мало перспективной в отношении золоторудной минерализации. В настоящее время лишь на небольшой территории Армянской ССР выявлены рудопроявления золота, из которых Зодское, Меградзорское, Личквас-Тейское, Шаумян-Халаджское, имеют промышленное значение.

Установлено также, что золото в Армении неоднократно добывалось в глубокой древности. Украшения из армянского золота имели большой спрос в соседних странах. По существу все ранее имевшиеся геологические материалы по золотоносности территории Армении сводились к характеристике небольших месторождений и проявлений россыпного золота по р. Агстев и выявленных шлиховым опробованием ореолов распространения золота в аллювии бассейнов р.р. Агстев, Мармарик, Мас-

---

<sup>1</sup> Краткое изложение доклада, прочитанного на Всесоюзном научно-техническом совещании «Новые высокоэффективные способы переработки золотосодержащих руд», проходившем в Ереване с 8 по 10 октября 1980 г.



рик, Арпа, Гехи, Цав и др. К этому времени были известны также микроскопического размера выделения золота в колчеданных, медно-молибденовых и полиметаллических рудах.

В пятидесятых годах целеустремленными и планомерными работами большого коллектива геологов республики сначала было открыто Зодское месторождение, а затем и другие. В настоящее время эти месторождения детально изучены и выявлены основные закономерности, которые привели к образованию и размещению золотосодержащих руд.

По минералого-геохимическим особенностям и геологическим условиям образования на территории Армянской ССР выделяются следующие рудные формации золота: золото-сульфидно-теллуровая (Зод, Меградзор и др.), золото-полиметаллическая (золото-сульфидная — Личквас-Тей, Шаумян-Халадж и др.), золото-шеелитовая (Гамзачиман-Маргаовит), золото-антимонит-сульфоантимонитовая (Азатек, Софи-бича), золото-кварцевая (Капуйт-сар, Зар), а также формации золотоносных вторичных кварцитов (Каварт), золотоносных «железных шляп» колчеданных месторождений (Тандзут и др.) и золотоносных россыпей (Сот, Мармарик, Агстев и др.).

Кроме собственно золоторудных месторождений, концентрации золота отмечаются также в медно-мышьяковых, медных и полиметаллических минеральных типах руд медно-молибденовых, колчеданных и полиметаллических месторождений.

Из подсчитанных запасов золота и серебра в рудах золоторудных месторождений заключены Au 80,4%, Ag 26,1%, медно-молибденовых — Au 18,6%, Ag 69,8%, колчеданных — Au 0,7%, Ag 1,2%, полиметаллических — Au 0,5%, Ag 2,9%.

Из прогнозных запасов в рудах золотоносных формаций находятся: Au 72,4%, Ag 22,0%, медно-молибденовой — Au 24,4%, Ag 70,5%, колчеданной — Au 1,5%, Ag 1,3%, полиметаллической — Au 1,7%, Ag 6,2%.

На основании минералогических и геохимических исследований, а также наблюдений над рудными телами и их взаимоотношениями установлено, что почти на всех месторождениях золота рудоотложение происходило в несколько стадий минерализации, где золото обычно приурочено к определенным высокопродуктивным стадиям рудного процесса, а в последовательности образования минералов оно занимает вполне определенное место, выделяясь преимущественно после сульфидов, сульфосолей и нередко теллуридов. Продуктивными являются кварц-золото-арсенопиритовая, кварц-карбонат-халькопиритовая, кварц-карбонат-полиметаллическая, кварц-золото-теллуридовая, кварц-карбонат-антимонит-сульфоантимонитовая и другие стадии минерализации.

Результаты детального изучения минералого-геохимических и текстурно-структурных особенностей руд имеют важное значение в определении формационной принадлежности месторождений, в выделении



различных минеральных типов руд и в решении технологических задач при оценке комплексности руд и извлечении из них всех ценных компонентов. В этой связи важно выяснение характера распределения и формы нахождения золота и сопутствующих элементов в рудах. Установлено, что золото в рудах находится как в виде самородного золота (тонко- и крупнодисперсного), так и в виде теллуридов (сильванит, калаверит, креннерит, петцит, гессит). Пробыность золота и золото-серебряное отношение на месторождениях различных типов, а в них в различных минеральных типах руд, варьируют в широких пределах—от 1 : 10 до 1 : 2.

Основными структурами, локализирующими интрузивные породы и ассоциирующими с ними эндогенные месторождения золота, являются разломы глубокого заложения, их поперечные прогибы, где проявлены более поздние подвижки. Нередко крупные глубинные разломы сопровождаются поясами осевых-ультраосевых пород, которые совместно с продуктами их изменения являлись благоприятной средой отложения руд (Зод).

Золоторудные месторождения приурочены также к пересечениям и участкам сопряжения второстепенных разрывов, брахиантиклинальным складкам, осложненным разрывными нарушениями, зонами дробления и межпластовыми подвижками пород.

Рудовмещающими являются породы основного-ультраосновного и гранитоидного составов и прорванные ими эффузивно-экструзивные образования средневерхнетретичного магматического цикла.

Размах оруденения, по данным геофизики и бурения, составляет от 100—500 м до 800—1000 метров.

Выяснение закономерностей происхождения и локализации руд, т. е. источника оруденения, условий переноса и отложения рудного вещества, физико-химической природы рудных растворов, время, место и способы отложения минералов и их дальнейшие эпигенетические изменения имеют важное значение для освоения месторождений, эффективного проведения геологоразведочных работ, научного прогноза оруденения и расширения перспективных площадей.

Комплексные металлогенические, геологические, минералогические и геохимические исследования руд, проведенные за последние годы геологами республики, привели к созданию и расширению рудной базы новой для республики золотодобывающей промышленности.

Золоторудные месторождения Армянской ССР характеризуются сложностью минерального и химического состава и структурно-текстурных особенностей руд. В них установлены самородные элементы, сульфиды, сульфосоли, теллуриды, окислы, силикаты, карбонаты и другие минералы, образующие характерные для каждого типа месторождений ассоциации минералов. Сложность химического состава руд золоторудных месторождений диктует необходимость их комплексного использования и, следовательно применения различных методов их переработки.



В сущности все золотоносные руды Армении являются комплексными, и из них, кроме золота, можно получать также ряд других металлов—*Cu, Zn, Pb, Sb, Se, Te, Bi, Ag, Ni, Co* и др., извлечение которых намного повысит ценность руд и будет способствовать снижению себестоимости золота. Однако, как показывает практика использования золотоносных руд республики, а также из программы научно-технического совещания по золоту (1980), мало обращается внимания на комплексное использование руд и извлечение из них всех ценных компонентов.

Для расширения перспектив территории республики по благородным металлам необходимо перейти к более углубленному исследованию процессов формирования и закономерностей размещения золоторудных месторождений. Наиболее важными задачами являются: составление прогнозных и прогнозно-металлогенических карт крупных масштабов, крупномасштабных структурных карт для перспективных рудных полей и месторождений, производство комплексных геофизических и геохимических работ, выделение перспективных участков для дальнейших поисково-разведочных работ. Важные задачи стоят также перед технологами по разработке новых, более рациональных и эффективных схем и процессов комплексной переработки руд.

Институт геологических наук АН Арм.ССР,

Управление геологии Арм.ССР,

Объединение «Армзолото»,

Производственный геологоразведочный

центр УЦМ СМ Арм.ССР

Поступила 31.X.1980.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Զ. Գ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ, Է. Խ. ՂՈՒՅԱՆ, Ս. Ն. ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ,

Լ. Զ. ՏԵՐ-ԱՐՐԱՀԱՄՅԱՆ, Շ. Զ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ  
ԵՎ ՈՍԿԵՔԵՐ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ԿՈՄՊԼԵՔՍԱՅԻՆ ՕԳՏՍՒԴՈՐԾՄԱՆ  
ՀՆԱՐԱՎՈՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ**

**Ա մ փ ո փ ո լ մ**

Հողվածում բերվում է ՀՍՍՀ բնատարածքում առանձնացվող ոսկու հանքավայրերի համառոտ նկարագրությունը, որոնք բնութագրվում են իրենց տեղաբաշխման, օգտագործման և հեռանկարների տեսանկյունից: Այդ հանքավայրերի հանքանյութերի միներալային կազմի և երկրաբանական առանձնահատկությունների ուսումնասիրմամբ հաստատվել է մի շարք խառնուրդ տարրերի առկայությունը, որոնց կորզումը կնպաստի հանքանյութերի էֆեկտիվ օգտագործմանը:



A. T. ASLANIAN, H. G. MAGHAKIAN, E. KII. GHULIAN, S. N. STEPANIAN,  
L. H. TER-ABRAHAMIAN, SH. H. AMIRIAN, A. S. PARAMAZIAN

## PROSPECTS OF THE ARMENIAN SSR GOLD ORE DEPOSITS AND POSSIBILITIES OF THE AURIFEROUS ORES COMPLEX UTILIZATION

### Abstract

A brief description of the Armenian SSR gold ore deposits is brought which are characterized from the standpoint of their distribution, prospects and utilization. By the investigation of mineral composition and geochemical features of auriferous ore deposits the presence of some trace elements is established the extraction of which will promote the ore utilization effectiveness increase.



УДК 551.761/762 (479.25)

Н. Р. АЗАРЯН

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ТРИАСА И ЮРЫ  
АРМЯНСКОЙ ССР И НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

В статье делается попытка систематизировать и охарактеризовать существующие и впервые выделенные региональные и местные стратиграфические единицы триаса и юры Армянской ССР и Нахичеванской АССР.

Стратиграфия триасовых и юрских отложений Закавказья имеет более чем столетнюю историю, со времен работ Г. Абиха. Триасовые отложения изучали также Ф. Фрех и Г. Артгабер (1900), А. Стоянов (1909, 1942), П. Боннэ (1910, 1912, 1919, 1920), П. и Н. Боннэ (1947), И. Н. Яковлев (1913), К. Н. Паффенгольц (1948), А. М. Садыков (1953), Ш. А. Азизбеков [9], К. О. Ростовцев (1958, 1966), К. О. Ростовцев и Н. Р. Азарян (1974), Н. Р. Азарян [4], Р. А. Аракелян [11] и др. Региональные стратиграфические единицы триаса выделены в работах А. Н. Назаряна [20], К. О. Ростовцева и Н. Р. Азаряна [21, 22].

Вопросы стратиграфии юрских отложений Армянской ССР и Нахичеванской АССР затрагиваются, помимо вышеперечисленных, также в работах М. Неймайра и В. Улига (1892), М. Шапе (1893), К. Редтиха (1895), В. Г. Грушевого (1930, 1932 и др.), А. Л. Додина (1935), П. Ф. Сопко [25, 26], К. О. Ростовцева [23], К. О. Ростовцева и Н. Р. Азаряна [24].

Первая специальная стратиграфическая работа по юрским отложениям Армянской ССР выполнена А. Т. Асланяном [14]. Им впервые в Армянской ССР были выделены и палеонтологически обоснованы келловейские и оксфордские отложения в северной части республики и в Загезуре, были установлены биозоны *Parkinsonia parkinsoni* верхнего байоса, *Macrocephalites macrocephalus* нижнего келловоя и *Cardioceras corbati* нижнего оксфорда. В последующие годы в работах А. Т. Асланяна [15, 16], А. А. Атабекяна [17], П. Ф. Сопко [25, 26], В. Т. Аксаяна [10] и Н. Р. Азаряна [2, 3, 5] были выделены свиты и другие стратиграфические единицы по юрским отложениям Армянской ССР.

Быстрое развитие стратиграфии и стратиграфической палеонтологии в нашей стране, и в Армянской ССР в частности, было связано с бурно развивающейся промышленностью, которая нуждается в большом количестве минерального сырья. Возникла острая необходимость обеспечить промышленность черными, цветными металлами, нефтью и природным газом, каменным углем, химическим сырьем, строительными материала-



ми и т. д. В связи с этим проводились геологические работы больших масштабов, которые явились стимулом развития стратиграфических исследований. Одна за другой появляются стратиграфические схемы для отдельных регионов и структурно-фациальных зон. Появились первые унифицированные схемы. В организации и развитии стратиграфии и стратиграфической палеонтологии в нашей стране большая роль принадлежит Межведомственному Стратиграфическому Комитету СССР и входящим в его состав комиссиям по системам. Большим достижением в геологической службе страны является составление Стратиграфического кодекса СССР [27].

Согласно этому кодексу стратиграфические подразделения группируются в три категории:

1. Общие (планетарные) стратиграфические подразделения—система, отдел, ярус, зона и звено.
2. Региональные стратиграфические подразделения—горизонт, зона (провинциальная зона).
3. Местные стратиграфические подразделения—комплекс, серия, свита (подсвита).

За последние три десятилетия в Армянской ССР в большом объеме проводились геологические работы, в том числе крупномасштабное геологическое картирование. Все это способствовало выделению (порой хаотическому) большого количества стратиграфических единиц, авторы которых не придерживались при этом существующих элементарных правил номенклатуры стратиграфических подразделений.

В данной статье автор делает попытку систематизировать, унифицировать и охарактеризовать существующие, и впервые выделенные стратиграфические единицы триасовых и юрских образований Армянской ССР и Нахичеванской АССР в соответствии с требованиями, предъявляемыми Стратиграфическим кодексом.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

### Нижний-средний отдел

Даралагезская серия.

Нижний—низы верхнего (?) триаса.

По Даралагезскому (Вайоцдзорскому) хребту в Армянской ССР и Нахичеванской АССР. Распространена по всей территории развития триаса в Закавказье. Известняки серые, красные, тонкоплитчатые, толстослоистые, массивные. Доломиты серые и темно-серые, массивные, голстослоистые. Делится на две свиты: карбаглярскую и тананамскую. Содержит пелециподы и аммониты (см. ниже). Мощность до 1000 м. Со скрытым перерывом (?) залегает на отложениях дорашамского яруса верхней перми и с размывом перекрывается юрой, мелом и палеоген-неогеном. Относится к индскому, оленекскому, анзийскому, ладинскому



и, возможно, низам карнийского (?) ярусам. Выделена в 1973 г. К. О. Ростовцевым и Н. Р. Азаряном [21, стр. 16].

### Карабаглярская свита

Нижний—средний (?) триас.

По сел. Карабагляр, Нахичеванская АССР. Распространена в Джульфинском ущелье р. Аракс, в окрестностях селений Карабагляр, Ахура, Танакам и Билага, а в Армении—селений Хачик, Огбин, Советашен и в ущелье р. Веди (Кешишдагская и Джерманисская антиклинали). Известняки серые, красные, тонкоплитчатые, с караваями серых водорослевых известняков у основания. Средняя и верхняя части содержат прослойки доломитов и доломитизированных известняков. Мощность 165 м. Со скрытым перерывом (?) залегает на отложениях дорашамского яруса и согласно перекрывается тананамской свитой. Стратотипический разрез находится в 3 км к северо-востоку от сел. Карабагляр. Относится к индскому и оленокскому ярусам. Делится на три подсвиты:

Нижняя подсвита—слои с *Claraia*. Содержит *Claraia stachei* Bittner, *C. aurita* (Hauer), *C. clarai* (Emmr.), а также *Ophicerus* (*Lytrophicerus*) cf. *sakuntala* Dien., *O. (L.) cf. kilenense* Spath, *O. (L.) cf. dibium* Spath, *O. (Metophicerus) cf. subdemissum* Spath, *Gyronites* sp. и *Kymatites typus* Waag. Мощность 100—160 м.

Средняя подсвита содержит редкие пелециподы *Eumorphotis venetiana* (Hauer), Мощность до 40 м.

Верхняя подсвита содержит *Anodontophora* aff. *isocardioides* Frech, *Pseudocorbula* cf. *nuculiformis* (Zenk.), *Neoschizodus* cf. *ovatus* (Goldf.) и др. (опр. Н. Р. Азаряна и К. О. Ростовцева). Выделена в 1973 г. К. О. Ростовцевым и Н. Р. Азаряном [21, стр. 16].

### Тананамская свита.

Средний—низы верхнего (?) триаса.

По сел. Тананам, Нахичеванская АССР. Распространение то же, что у карабаглярской свиты. Доломиты серые, массивные, толстослоистые с прослоями доломитизированных известняков, с редкими пелециподами *Undularia* cf. *scalata* Schloth., *Pleuromya* sp., *Omphaloptycha* sp. (опр. А. М. Садыкова и К. О. Ростовцева). Мощность 500—600 м. Согласно залегает на карабаглярской свите и с размывом перекрывается средней юрой. Стратотипический разрез между селениями Тананам и Билага. Условно относится к анизийскому и ладинскому (?) ярусам и возможно местами охватывает и низы карнийского яруса верхнего триаса. Выделена в 1973 г. К. О. Ростовцевым и Н. Р. Азаряном [21, стр. 18].

### Джерманисская серия.

Верхний триас.

По сел. Джерманис, верховья р. Веди, Армянская ССР. Ограниченное распространение в районе Джерманисского каменноугольного место-



рождения. Аргиллиты темно-серые, почти черные, тонкослоистые, слю-  
дистые, с конкрециями, ритмично пореслаивающиеся с песчаниками зе-  
леновато-желтыми, мелкозернистыми, кварцевыми, с прослоями угли-  
стых аргиллитов и четырьмя пластами угля, мощностью до 1 м. В сред-  
ней и верхней частях встречаются *Palaeocardita pichleri* (Bittner),  
*P. globiformis* (Boettg.), *Indopecten glabra* Dougl., *Costatoria ver-  
beeki* (Boettg.), *Prolaria armenica* Rob., *Cassianella gigantea* Kipar.  
*et Azar.*, *Homomya matsuoensis* Nakaz., *H. aff. bipartita* (Mer.),  
*Lingula cf. tenuissima* Bronn. и др., а также эндемичные аммониты  
*Nairites armenius* Kipar. *et Azar.* и *N. laevis* Kipar. *et Azar.* (опр.  
Н. Р. Азаряна). В верхней части серии найдена флора (см. А. Н. Кри-  
штафович и В. Д. Принада, 1933). Мощность до 550 м. Согласно (?) пе-  
рескрывает тананамскую свиту и с размывом перекрывается верхним  
мелом. Типовой разрез в районе Джерманисского каменноугольного  
месторождения. Относится к карнийскому и норийскому ярусам. В 1956 г.  
А. Н. Назарян расчленил угленосные отложения верхнего триаса на  
шесть горизонтов. К. О. Ростовцев и Н. Р. Азарян [21, стр. 65] предло-  
жили упразднить названия этих горизонтов (см. Стратиграфический сло-  
варь СССР, 1956), являющихся по существу пачками, не требующими  
названий, и сохранить только «джерманисский», распространив его на  
всю серию [22, стр. 61].

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

### Нижний отдел<sup>1</sup>

#### Асрикский горизонт Нижняя юра + нижний аален.

По р. Асрикчай Казахского района Азербайджанской ССР. Рас-  
пространен в бассейнах верховьев рек Асрикчай и Ахьнджачай; в Шам-  
шадинском районе Армянской ССР, на северном склоне Мнапорского  
(Мурхузского) хребта. Базальные конгломераты, песчаники слюдисто-  
кварцевые, толстослоистые, глинистые и песчано-глинистые сланцы тем-  
но-серые. Делится на два подгоризонта: нижний — песчано-конгломерато-  
вый и верхний — сланцевый. Стратотипический разрез находится в вер-  
ховьях р. Асрикчай, составлен Т. А. Гасановым [18]. Подстиляется  
эопалеозойскими метаморфическими сланцами и перекрывается с пере-  
рывом и угловым несогласием нижним байосом. В Армянской ССР мак-  
симальная мощность 300 м.

Нижний подгоризонт (геттангский и синемюрский ярусы) на тер-  
ритории Армянской ССР фаунистически не охарактеризован. В Азер-

<sup>1</sup> Согласно рекомендации Первого Международного коллоквиума по юрской си-  
стеме (Люксембург, 1962 г., пункт 4) для Кавказа и некоторых зарубежных террито-  
рий целесообразно границу нижнего и среднего отделов юры провести между ааленом  
и байосом, относя тем самым аален к нижней юре.



Баиджанской ССР в синемюре найдены: в низах—*Arietites* sp. ind., *Arnioceras abjectum* (Fucini) и *Coroniceras* sp., а в верхней части—*Echioceras declivis* Truem., *Eoderoceras* sp. и *Microderoceras* cf. *birchi* Sow. (опр. Т. А. Гасанова) [18].

Верхний подгоризонт охватывает плинсбах, тоар и нижний аален. Плинсбах в Армянской ССР не охарактеризован палеонтологически, а в Азербайджанской ССР найдены: *Arietoceras algovianum* Opp., *Liparoceras* ex gr. *henleyi* (Sow.). Тоар содержит *Grammoceras thouarensie* Orb., *Gr.* cf. *subquadratum* Buckman, *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumorteria* sp. и др. Аален (нижний подъярус) в Армянской ССР содержит *Mytiloides dubium* Sow. и *M. amygdaloides* (Goldf.), а в Азербайджане и аммониты *Leoceras* cf. *opalinum* Rein., *Catulloceras aratum* Buckm. и др. (опр. Т. А. Гасанова) [18]. Возраст от геттангского яруса до нижнего аалена включительно сопоставляется с отложениями нижней юры-нижнего аалена Локского массива Грузинской ССР. При выделении асрикского горизонта использованы также материалы Т. А. Гасанова [18].

### Средний отдел

#### Алавердский горизонт.

##### Байос.

По городу Алаверди Туманянского района Армянской ССР. Распространен в бассейне среднего течения р. Дебед, в междуречье Дебед и Агстев, в Шамшадинском районе и в Зантезуре. Порфириты, кварц—плагиопорфиры, туфобрекчии, туфы и туфопесчаники. Включает в себя две серии: алавердскую и кафанскую. Стратотипический разрез находится в Алавердском рудном районе [3]. С перерывом и угловым несогласием налегает на нижнюю юру—нижний аален и согласно перекрывается нижним батом. Мощность около 2500 м. Верхняя половина горизонта охарактеризована палеонтологически. Относится к байосскому ярусу, возможно за исключением самых низов нижнего байоса.

#### Алавердская серия

##### Байос.

По алавердской свите. Развита в Туманянском, Иджеванском и Шамшадинском районах Армянской ССР, а также в Азербайджанской ССР [19]. Вулканогенные, вулканогенно-обломочные, вулканогенно-осадочные отложения, кислые эффузивы, туфы и туфопесчаники. Стратиграфическое положение и соотношение с выше- и нижележащими отложениями как у горизонта. Мощность 2500 м. Делится на четыре свиты: нижеахтальскую, дебедскую, кошабердскую и алаверди-шамлугскую. Фаунистически охарактеризованы последние две свиты. Охватывает верхи нижнего байоса и весь верхний байос.

##### Нижеахтальская свита.

##### Нижний байос.



По пос. Нижняя Ахтала, Туманянского района Армянской ССР, где свита вскрыта скважиной. Развита в Шамшадинском районе, слагает Миапорский хребет и на востоке переходит на территорию Азербайджанской ССР [19]. Возможно обнажается и в ядре Кафанского антиклинория. Порфириты плагиоклазовые, авгитовые с зелеными туфами и местами с базальными конгломератами в основании. Палеонтологически не охарактеризована. Мощность до 1500 м. Трансгрессивно с перерывом налегает на глинисто-песчанистые отложения нижнего аалена и без видимого перерыва перекрывается порфиритами дебедской свиты. Стратотипический разрез на северном склоне Миапорского хребта, по ущелью р. Ахум. Известен как «нижняя вулканогонная» или «подкварц-порфировая» толща. Охватывает нижний байос, возможно без его нижней зоны. Выделена в 1963 г. Н. Р. Азаряном [3].

#### *Дебедская свита.*

##### Верхний байос.

По р. Дебед Армянской ССР. Развита в Туманянском, Ноемберянском, Иджеванском, Шамшадинском районах и на СВ М. Кавказа (Азербайджанская ССР) [19]. Порфириты зеленоватые, эпидотизированные, хлоритизированные, с редкими прослоями туфобрекчий, туфопесчаников и туфов. Мощность до 1000 м. В Армянской ССР подошва не вскрыта, или контакт тектонический. Перекрывается согласно кошабердской свитой. Возраст устанавливается по стратиграфическому положению. Стратотипический разрез находится в ущелье р. Учкилиса, у села Нижняя Ахтала. Относится к низам верхнего байоса. Выделена в 1961 г. П. Ф. Сопко [26] как дебедчайская свита. В 1963 г. Н. Р. Азаряном [3] была переименована в дебедскую.

#### *Кошабердская свита.*

##### Верхний байос.

По местности Кошаберд Туманянского района Армянской ССР. Локальное распространение в бассейне среднего течения р. Дебед. Туфобрекчин с разноцветными обломками андезитов и дацитов, с потоками порфиритов и прослоями туфопесчаников и туфов, с редкими остатками пелециод: *Isocurina subovalis* Pčel., *Isognomon (Perna) obliqua* Walton, *Protocardia stricklandi* Morr. et Lycet, *Pinna* cf. *cuneata* Phill. (опр. Н. Р. Азаряна). Мощность 50—300 м. Согласно залегает на дебедскую свиту и согласно же перекрывается алаверди-шамлугской. Стратотипический разрез находится западнее пос. Шамлуг, в ущелье среднего течения р. Учкилиса. Описана Н. Р. Азаряном [3]. Относится к средней части верхнего байоса. Выделена в 1959 г. П. Ф. Сопко [25].

#### *Алаверди-шамлугская свита.*

##### Верхний байос.

По городу Алаверди и пос. Шамлуг Туманянского района Армянской ССР. Распространена в Алавердском, Карнугском и Кафанском рудных районах, на Иджеванском хребте и в Шамшадинском районе. Туфопес-



чаники, туффиты, кератофиры, их туфы и туфобрекчии и «агломераты». В туфопесчаниках и туфах встречены: *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. orbigniana* Wetz. *P. neuffensis* Opp., *Oppelia subradiata* Sow., *Partschiceras abichi* (Uhlig) и др. аммониты и многочисленные пелелиподы (опр. А. Т. Асланяна и Н. Р. Азаряна). Согласно налегает на кошабердскую свиту и переходит в нижний бат (шахтагская свита), а местами с размывом и угловым несогласием перекрывается нижним келловеем (бугакарская свита). Мощность 150—400 м. Стратотипический разрез севернее сел. Алаверди описан Н. Р. Азаряном [3]. Относится к верхам верхнего байоса, к зоне *P. parkinsoni*. Выделена в 1959 г. Н. Р. Азаряном [2].

#### *Кварц-плагнопорфировая свита.*

#### Верхний байос.

Развита в Шамшадинском районе Армянской ССР. Широко распространена в Азербайджанской ССР. [19]. Кварцевые плагнопорфиры, туфобрекчии, туфы. Налегает согласно или фацциально замещает верхнебайосские порфириты, синхронные дебедской свите, и согласно перекрывается туфопесчаниками верхов верхнего байоса (синхронных алаверди-шамлугской свите). Мощность от 50 до 600 м. Стратотипический разрез по ущелью р. Мехраб. Известна как «кварц-порфировая толща». Синхронна с верхней частью дебедской, кошабердской и нижней частью алаверди-шамлугской свит. Охватывает среднюю часть верхнего байоса. Возраст установлен А. Т. Асланяном [13].

#### Кафанская серия.

#### Байос.

По городу Кафан Зангезурского района Армянской ССР. Развита в Кафанском рудном районе. Аналог алавердской серии. Порфириты разнообразные, кварцевые и бескварцевые, туфобрекчии, туфы с прослоями песчаников. Подошва не вскрыта, перекрывается согласно нижнебатскими отложениями. Видимая мощность около 1500 м. Делится на три свиты: свиту андезитовых порфиритов и их лавобрекчий; свиту вулканокластов, андезито-дацитовых, плагиоклазовых порфиритов и барабатумскую свиту. Фаунистически охарактеризована только барабатумская. Возраст серии—нижний и весь верхний байос.

#### *Свита андезитовых порфиритов и их лавобрекчий.*

#### Нижний байос.

Ограниченное распространение в пределах Кафанского месторождения. Андезитовые, брекчиевидные, эпидотизированные порфириты и их лавобрекчии с потоками андезито-дацитовых порфиритов с линзами туфопесчаников. Видимая мощность 600 м. Подошва не вскрыта, перекрывается согласно свитой андезитовых плагиоклазовых порфиритов, относится к верхам нижнего байоса. Аналог нижеахтальской свиты. Описана В. Т. Акопяном [10].



Свита вулканокластов андезито-дацитовых, плагиоклазовых порфиритов.

Верхний байос.

Ограниченное распространение в пределах Кафанского месторождения. Андезитовые, плагиоклазовые, андезито-дацитовые, дацитовые (кварц-плагиоклазовые) порфириты, лавобрекчии, туфы, спекшиеся с прослоями туфобрекчий. Без видимого несогласия ложится на свиту андезитовых брекчиевидных порфиритов и перекрывается барабатумской свитой. Мощность 600 м. Относится по стратиграфическому положению и по аналогии к низам верхнего байоса. Аналог дебедской и кошабердской свит. Описана В. Т. Акопяном [10] и Л. С. Чолахян, М. А. Сатяном и Р. А. Саркисяном [28].

Барабатумская свита.

Верхний байос.

По сел. Барабатум Кафанского района Армянской ССР. Ограниченное распространение в пределах Кафанского рудного района. Андезито-дацитовые и кварцевые порфириты, туфобрекчии, туфы и туфопесчаники. Последние содержат аммониты: *Pseudophylloceras kudernutschi* Hauer, *Holcophylloceras mediterraneum* Neumayr, *Tatrophylloceras* ex gr. *tatricum* Push, *Nannolytoceras* cf. *ilanense* Strem. (опр. А. Т. Асланяна, М. Р. Абдулкасумзаде, Н. Р. Азаряна). Мощность 600 м. Без видимого несогласия (?) налегает на свиту вулканокластов, андезитовых, дацитовых порфиритов и согласно перекрывается нижним батом. Относится к верхам верхнего байоса и возможно охватывает и нижний бат (?). Стратотипический разрез находится у сел. Арфик. Описана В. Т. Акопяном [10] и Н. Р. Азаряном [5].

Шахтахтский горизонт.

Нижний-средний (?) бат.

По шахтахтской свите. Распространен в Туманянском, Иджеванском и Шамшадинском районах Армянской ССР. Туфопесчаники, кварцевые и глинистые песчаники, глинистые сланцы, порфириты, туфобрекчии и туфы. Делится на две свиты: шахтахтскую и вулканогенно-обломочную. Палеонтологически охарактеризована шахтахтская свита (см. ниже). Согласно налегает на алаверди-шамлугскую свиту и трансгрессивно, с угловым несогласием перекрывается разными горизонтами верхней юры. Сохранившаяся от размыва мощность около 800 м. Относится к нижнему и среднему бату.

Шахтахтская свита.

Нижний бат.

По г. Шахтахт Туманянского района Армянской ССР. Распространена в Туманянском, Иджеванском и Шамшадинском районах. Туфопесчаники крупно- и среднезернистые, кварцевые и глинистые песчаники, глинистые сланцы с потоками порфиритов, прослоями туфобрекчий и туфов. Встречаются: *Morphoceras multiforme* Arkell, *M. macrescens* Buckman, *M. densicostatum*, *Thalman*, *M. patescens* Buckman,



*Ebrayiceras fillicosta* Wetz., *Eb. pseudoanceps* Ebray, *Oppelia fallax* Guer. и др. и многочисленные пелециподы (опр. Н. Р. Азаряна). Согласно налегает на алаверди-шамлугскую свиту и согласно же перекрывается вулканогенно-обломочной свитой или с большим размывом-верхнеюрскими отложениями. Мощность 200—300 м. Стратотипический разрез находится на южном склоне г. Шахтахт. Описана Н. Р. Азаряном [3]. Относится к низам бата, к зоне *Z. zigzag*. Название свиты «шахтахтская» предложено в 1944 г. П. Ф. Сопко [25]. Выделена в 1959 г. Н. Р. Азаряном [2].

*Вулканогенно-обломочная свита.*

Средний бат.

Распространена в междуречье Дебед и Агстев. Мандельштейновые порфириты, туфобрекчии и туфы. Без видимого перерыва налегает на шахтахтскую свиту нижнего бата и с большим размывом и угловым несогласием перекрывается отложениями нижнего келловея. Возраст определяется условно согласно стратиграфическому положению. Сохранившаяся от размыва максимальная мощность 500 м. Стратотипический разрез находится в верховьях р. Аксибара, у кочевки сел. Кохп. Относится к среднему бату, возможно охватывает и верхи нижнего бата.

*Свита песчаников и глинистых сланцев.*

Нижний бат.

Локальное распространение в окрестностях сел. Барабатум Кафанского рудного района. Песчаники известковистые, известняки, глинистые сланцы с аммонитами: *Ebrayiceras jaclatum* Buckman, *Eb. problematicum* Gemm., *Eb. rursum* Buckman и др. (опр. Н. Р. Азаряна). Согласно налегает на барабатумскую свиту и с размывом перекрывается верхним оксфордом. Аналог шахтахтской свиты. Сохранившаяся от размыва мощность 60 м. Описана и выделена Н. Р. Азаряном [5].

*Нахичеванская серия.*

Байос—нижний бат.

По городу Нахичевань, Нахичеванская АССР. Развита в Джульфинском ущелье р. Аракс, у станции Неграм, в окрестностях селений Азнабюрт и Билага, у родника Ханбулак. В Армянской ССР у селений Хидзорут и Гюлистан, а также в урочище Казаняйла, на Вайоцзорском хребте. Базальные конгломераты, глины серые с конкрециями, глины зеленые, серые и сиреневые, глины мергелистые с прослоями известняков и мергелей. Мощность 180—200 м. Трансгрессивно налегает на мандельштейновые базальты и их туфы ааленского (?) возраста в Нахичеванской АССР<sup>1</sup> или с большим размывом на нижний-средний триас в Армянской ССР и перекрывается с размывом нижним келловеем и верхним мелом. Возраст датируется аммонитами. Охватывает от верхов нижнего байоса до нижнего бата включительно. Делится на пять свит,

<sup>1</sup> Согласно устному сообщению Е. А. Успенской, из этих образований в районе с. Азнабюрт Нахичеванской АССР была найдена фауна тоара.



стратотипический разрез которых находится южнее сел Хидзорут. Описана в 1971 г. К. О. Ростовцевым и Н. Р. Азаряном [24].

1. Свита серых глин с конкрециями и базальными конгломератами в основании. Содержит аммониты *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *St. ziteni* Qienst., *St. scalari* Musz. et Wetz., *St. piritorum* Qienst., *St. freycineti* Bael и др. (опр. Н. Р. Азаряна). Относится к зоне *St. humphriesianum* нижнего байоса. Мощность 60 м.

2. Свита зеленоватых глин с *Strenoceras subfurcatum* Schl., *Str. latisulcatum* Qienst., *Str. bajocense* Defr., *Spiraceras bifurcatum* Qienst., *Sp. taxoconicum* Buckman, *Sphaeroceras globus* Buckman и др. (опр. Н. Р. Азаряна). Относится к зоне *Str. subfurcatum* верхнего байоса. Мощность 30 м.

3. Свита серых глин с *Garantiana garantiana* Orb., *G. (Ortogarantiana) bifurcata* Schl., *G. (Hlawicera) platyrruma* Buckman, *Pseudogarantiana dichotoma* Bentz, *Ps. nodosa* Bentz, *Ps. minima* Wetz. и др. (опр. Н. Р. Азаряна). Относится к зоне *G. garantiana* верхнего байоса. Мощность 25 м.

4. Свита сиреневых глин с пачкой известняков в кровле. Содержит: *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. depressa* Qienst., *P. rarecostata* Buckman, *Oppelia subradiata* Sow. и др. (опр. Н. Р. Азаряна). Относится к зоне *P. parkinsoni* верхнего байоса. Мощность 25 м.

5. Свита мергелистых глин с прослоями известняков, с *Lissoceeras hougi* Sturani, *L. psilodiscus* Schl., *Oecotraustes formosus* Arkell, *Oppelia nivernensis* Gruss., *Stephanoceras (Cadomites) rectelobatus* Hauer, *St. (C.) daubenyi* Gemm., *Planisphinctes tenuissimus* Siem., *P. planilobus* Buckman и др. (опр. Н. Р. Азаряна). Относится к зоне *Z. zigzag* нижнего бата. Сохранившаяся от размыва мощность 40 м.

Верхний отдел.

Бугакарский горизонт.

Келловей.

По бугакарской свите. Распространен в Алавердском рудном районе, в междуречье Дебед и Агстев. Шамшадинский и Иджеванский районы. Туфопесчаники, глинистые песчаники и сланцы, реже порфириды и туфобрекчии. Мощность до 300 м. Трансгрессивно с угловым несогласием перекрывает среднеюрские отложения и трансгрессивно перекрывается нижним оксфордом. Возраст определяется аммонитами. Стратотипическим является разрез бугакарской свиты. Состоит из двух синхронных свит: бугакарской и ревазлинской. Возраст—нижний келловей (зона *M. macrocephalus*). В менее размытых разрезах возможно охватывает и низы среднего келловей.

Бугакарская свита.

Нижний келловей.

По г. Бугакар, у пос. Шамлуг Армянской ССР. Распространена в Алавердском рудном районе, в междуречье Дебед и Агстев. Туфопесчаники, глинистые сланцы, реже порфириды и туфобрекчии, с редкими



прослоями известняков и базальными конгломератами в основании. Содержит *Macrocephalites macrocephalus* Shloth., *M. madagascariensis* Lem., *M. (Indocephalites) caucasicus* Djanel., *Hecticoceras pseudopunctatum* Lah. и др. (опр. А. Т. Асланяна и Н. Р. Азаряна). Трансгрессивно и с угловым несогласием налегает на нижнебатские и байосские отложения и трансгрессивно же перекрывается нижним оксфордом. Мощность 300 м. Стратотипический разрез у т. Бугакар описан Н. Р. Азаряном [3]. Возраст—нижний келловей. Выделена в 1959 г. Н. Р. Азаряном [2]. Келловейский возраст установлен А. Т. Асланяном [14].

#### Ревазлинская свита.

##### Келловей.

По сел. Ревазлу (ныне сел. Дитаван), Иджеванский район, Армянская ССР. Распространена вдоль правого склона ущелья р. Агстев и в Шамшадинском районе. Туфобрекчии, туфокогломераты, туфопесчаники, глинистые сланцы с редкими потоками порфиритов. Содержат пеллиподы *Mytilus perplicatus* Et., *Modiolus gibbosus* Sow., *Aequiptecten fibrosus* Sow., *A. fibrosodichotomus* Kas., *Ceratomya calloviensis* Kas. и др. (опр. Г. Т. Пчелинцевой). Трансгрессивно налегает на разные свиты байоса и бата и трансгрессивно же перекрывается нижним оксфордом. Стратотипический разрез у села Ревазлу, описан А. А. Атабекяном [17]. Синхронна с бугакарской свитой. Возраст—нижний келловей. Выделена в 1954 г. А. А. Атабекяном [17].

#### Иджеванский горизонт.

##### Оксфорд—нижний кимеридж.

По Иджеванской серии. Распространен в Туманянском, Ноемберянском, Иджеванском и Шамшадинском районах Армянской ССР. Порфириты, туфобрекчии с прослоями терригенных пород. Известняки и доломиты с прослоями туфопесчаников и туфов. Трансгрессивно налегает на бугакарскую и ревазлинскую свиты и с большим размывом перекрывается меловыми отложениями. Мощность порядка 1000 м. Возраст от нижнего оксфорда до нижнего кимериджа включительно. Состоит из четырех свит: лалварской, будурской, бузханской и сарумской. Последние три свиты входят в Иджеванскую серию.

#### Лалварская свита.

##### Оксфорд.

По г. Лалвар Туманянского района, Армянской ССР. Распространена на склонах г. Лалвар, в Ноемберянском и Иджеванском районах (междуречье Дебед и Агстев). Порфириты (преобладают), туфобрекчии, туфы, переслаивающиеся с туфопесчаниками и редко с известняками. Встречаются *Sowerbyceras antecedens* Pomp., *S. protortisulcatum* Pomp., *S. tortisulcatum* Orb., *Partschiceras viator* Orb., *Hecticoceras bonarellii* Lor., *H. chatilonensis* Lor. и др. (опр. Н. Р. Азаряна). Трансгрессивно налегает на бугакарскую свиту и согласно перекрывается сарумской свитой верхнего оксфорда—нижнего кимериджа. Мощность 100 м. Возраст определяется как нижний и, возможно, низы верхнего окс-



форда (?). Стратотипический разрез находится на юго-восточном склоне г. Лалвар, описан и выделен Н. Р. Азаряном [2, 3]. Впервые оксфордский возраст по стратиграфическому положению и по аналогии с вулканогенно-осадочными породами Иджеванского хребта определил А. Т. Асланян [14].

Иджеванская серия  
Оксфорд—нижний кимеридж.

По городу Иджеван Армянской ССР. Развита в Шамшадинском, частично в Иджеванском районах. Известняки окремнелые, серые, розовые, туфобрекчии, туфы, туфопесчаники с линзами и прослоями известняков, доломиты. Мощность порядка 1000 м. Трансгрессивно, местами с базальным конгломератом в основании налегает на бугакарскую свиту и перекрывается с большим перерывом артаминской свитой нижнего мела. Возраст датируется палеонтологически. Охватывает время от раннего оксфорда до раннего кимериджа включительно. Делится на три свиты: будурскую, бузханскую и сарумскую. В восточной части Шамшадинского района серия становится литологически однородной и будурская и сарумская свиты фациально замещаются бузханской.

*Будурская свита.*

Нижний оксфорд.

По г. Будур, близ сел. Верхний Агдан Иджеванского района Армянской ССР. Распространена в Иджеванском и Шамшадинском районах, в бассейне среднего течения р. Агстев. Известняки окремнелые, псевдоолитовые, органогенные, с прослоями туффитов, туфопесчаников и глинистых сланцев. Иногда с базальными конгломератами в основании. Содержит трудно отбиваемые из породы перекристаллизованные раковины гастропод, брахиопод и пелеципод нижнего оксфорда (полевые определения В. Ф. Пчелинцева). Мощность 200 м. Залегает с размывом на ревазлинскую свиту и на более древние отложения средней юры и согласно, с фациальным переходом перекрывается бузханской свитой. Возраст—нижний оксфорд. Синхронна с нижней половиной лалварской свиты. Стратотипический разрез находится на южном склоне г. Будур. Выделена в 1954 г. А. А. Атабекияном [17].

*Бузханская свита.*

Оксфорд—нижний кимеридж.

По урочищу Бузхана (ныне Хозмарак), на склоне г. Сарум Иджеванского района Армянской ССР. Распространена в Иджеванском и Шамшадинском районах. Туфогенные песчаники, туфобрекчии, туфы с прослоями глинистых песчаников и известняков. Мощность от 250 м на западе до 600 м на востоке Шамшадинского района, где бузханская свита фациально замещает будурскую и сарумскую свиты. В нижней и средней частях свиты найдены аммониты: *Perisphinctes (Properisphinctes) visinus* Haas, *P. (P.) filocostatus* Haas, *P. (P.) delicatulus* Haas, *Hecticoceras (Sublunuloceras) bonarellii* Lor., *H. (S.) chatilonense* Lor.



и др. (опр. Н. Р. Азаряна). Залегает согласно на будурской свите, а при отсутствии последней—трансгрессивно на келловее. Перекрывается согласно сарумской свитой, а при ее отсутствии—мелом. Стратотипический разрез на северном склоне г. Сарум. Возраст от низов нижнего оксфорда до нижнего кимериджа включительно. Выделена в 1954 г. А. А. Атабекианом [16]. Дополнена и палеонтологически охарактеризована Н. Р. Азаряном. Впервые оксфордский возраст этих отложений установлен А. Т. Асланяном [14].

#### Сарумская свита.

Верхний оксфорд—нижний кимеридж.

По г. Сарум Иджеванского района Армянской ССР. Распространена в среднем течении рек Агстев и Ахум. Оолитовые и органогенные известняки, доломиты с прослоями туфопесчаников. К востоку, в Шамшадинском районе замещается туфоосадочными отложениями бузханской свиты. Мощность до 300 м. Верхнеоксфордский (лузитанский) возраст карбонатных отложений Иджеванского хребта впервые установил А. Т. Асланян [14] на основании определенных им же брахиопод и гастропод из района с. Тала.

В нижней части свиты найдены гастроподы: *Fibula taurica* Pčel., *Pseudonerinea subbronj* Pčel., *Nerinea subsculpta* Pčel., *N. contorta* Buv. и многие другие (опр. З. В. Крячковой) верхнего оксфорда. Из средней части свиты собраны оксфордские пелециподы *Chlamys vitinea* Loriol, *Aequipecten caucasicus* Pčel., *Lima alternicosta* Buv., *Plagiostoma burensis* Lor. (опр. Н. Р. Азаряна), а также кораллы *Thecosmilia virgulina* Etall., *Th. trichotoma* (Goldf.), *Calamophylliopsis etalloni* Kobu, *Heliocoenic variabilis* Etal. (опр. А. С. Папоян). Из верхней части известны нижнекимериджские пелециподы *Chlamys (Radulopecten) moondenensis* Cox., *Ch. quenstedti* (Blake), *Camptonectes greneri* (Contej.) и аммонит *Katrolicerias* sp. (опр. Н. Р. Азаряна), а также гастропода *Umbonia dilatata* Pčel. (опр. В. Ф. Пчелинцева), брахисподы *Juralina repeliniana* Orb., *Septaliphoria pincuis* Roem., нижнего кимериджа (опр. В. П. Камышана). Залегает согласно на лалварской и бузханской свитах и перекрывается трансгрессивно с большим перерывом артаминской свитой нижнего мела. Стратотипический разрез на южном склоне г. Сарум. Возраст—верхний оксфорд-нижний кимеридж. Выделена в 1954 г. А. А. Атабекианом [16]. Дополнена и палеонтологически обоснована Н. Р. Азаряном.

#### Зангезурская серия.

Верхний оксфорд—титон—средний валанжин.

По Зангезуру, юго-восточная часть Армянской ССР. Развита в Кафанском районе. Порфириты, туфобрекчии, туфокогломераты с линзами и прослоями известняков. Мощность 2500 м. Трансгрессивно налегает на разные свиты Кафанской серии и согласно перекрывается зейвинской свитой нижнего мела. Возраст датируется палеонтологически и относится к верхнему оксфорду, кимериджу, титону и нижнему-сред-



нему валанжину. Делится на две свиты: вулканогенно-обломочную и тапасар-кармракарскую.

*Вулканогенно-обломочная свита.*

Верхний оксфорд—кимеридж.

Распространена в пределах Кафанского района Армянской ССР, окаймляя ядро Кафанского антиклинория. Туфоконгломератобрекчии с потоками диабазовых порфиритов, прослои и линзы известняков, песчаников и туфопесчаников. В известняках найдены *Ochetoceras canaliculatum* Buch. (опр. А. Т. Асланяна), *Spondilopecten moreanus* Buch., *Septaliphoria aralica* Opp. et Waag., *S. moeschi* Roll. и многие другие. Мощность 1000 м. Трансгрессивно перекрывает свиты Кафанской серии и постепенно сменяется тапасар-кармракарской свитой. Относится к верхнему оксфорду кимериджу. Стратотипический разрез в районе сел. Верхний Вачаган. Описана и выделена в 1962 г. В. Т. Акопяном [10].

*Тапасар-кармракарская свита.*

Титон-средний валанжин.

По г. Тапасар и перевалу Кармракар Кафанского района Армянской ССР. Распространена в бассейнах рек Вохчи и Воротан. Порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы, туфопесчаники с крупными линзами известняков. Мощность 1000—1200 м. В низах свиты *Paradiceras speciosum* Munst., *Matheronia salevensis* Favre, *Phaneroptyxis obtusiceps* Zitt., в средней части *Itieria rugifera* Zitt., в верхней части *Triptyxis belbekensis* Vogdt. (опр. В. Т. Акопяна). Залегает согласно на вулканогенно-обломочной свите верхнего оксфорда—кимериджа и согласно перекрывается зейвинской свитой. Относится к титону-среднему валанжину. Стратотипический разрез по линии сел. Шабалин-перевал Кармракар. Описана и выделена в 1962 г. В. Т. Акопяном [10].

Помимо вышеописанных стратиграфических подразделений, часть которых выделена впервые, в региональной стратиграфической схеме юрских отложений Армянской ССР выделяются также лоны (провинциальные зоны). Лона отражает определенный этап развития фауны или флоры в пределах ее географического распространения. Вследствие существующей миграции фауны стратиграфическое положение одной и той же лоны в разных регионах может быть разным (подробно см. А. Т. Асланян, 15).

Для краткости мы здесь только перечислим выделенные лоны.

Лона *Stephanoceras humphriesianum*—верхний байос, Нахичеванская серия.

Лона *Strenoceras subfurcatum*—верхний байос, Нахичеванская серия.

Лона *Garantiana garantiana*—верхний байос, Нахичеванская серия.

Лона *Parkinsonia parkinsoni*—верхний байос, Алавердская и Нахичеванская серии.



Лона *Morphoceras* и *Ebraycleras*—нижний бат, Шахтахтский горизонт и Нахичеванская серия.

Лона *Macrocephalites macrocephalus*—нижний келловей, Бугакарский горизонт.

Лона *Perisphinctes visinus*—нижний оксфорд, Иджеванский горизонт.

Результаты стратиграфических исследований используются для расшифровки истории геологического развития земной коры, для решения задач структурной геологии, тектонических построений, геологической съемки, поисково-разведочных работ, а также создания общей естественной шкалы относительной геологической хронологии—единой схемы периодизации геологической истории Земли. На основании детальных стратиграфических и палеонтологических работ стало возможным выделение стратиграфических подразделений различных рангов и составление региональных стратиграфических схем по триасу Закавказья и по юре Армянской ССР. Схемы были обсуждены в постоянных комиссиях МСК СССР по триасовой и юрской системам и как составная часть вошли в стратиграфическую схему триаса и юры территории СССР [21, 22].

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 30.VI.1980.

Ն. Ռ. ԱԶԱՐԻԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՎ ՆԱԽԻՋԵՎԱՆԻ ԻՍՍՀ ՏՐԻԱՍԻ ԵՎ ՅՈՒՐԱՅԻ  
ՇԵՐՏԱԿՐԱԿԱՆ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՈՒԹՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում փորձ է արված կարգավորել և բնութագրել Հայկական ՍՍՀ և Նախիջևանի ԻՍՍՀ տրիասի և յուրայի գոյություն ունեցող և առաջին անգամ առանձնացվող ռեգիոնալ և տեղական շերտագրական ստորաբաժանումները:

N. R. AZARIAN

TRIASSIC AND JURASSIC STRATIGRAPHICAL SUBDIVISION OF  
THE ARMENIAN SSR AND NAKHICHEVAN ASSR

Abstract

An attempt is made to systematize and to define both the available and first distinguished regional and local stratigraphical Triassic and Jurassic units of the Armenian SSR and Nakhichevan ASSR.



## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Абдулкасумзаде М. Р.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений СВ части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1963.
2. *Азарян Н. Р.* Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XII, № 1, 1959.
3. *Азарян Н. Р.* Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
4. *Азарян Н. Р.* Новые данные по стратиграфии триасовых отложений верховья реки Веди (Армянская ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXXVI, № 4, 1963.
5. *Азарян Н. Р.* Установление батских отложений в Кафанском антиклинории. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1978.
6. *Азарян Н. Р., Акопян В. Т.* Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
7. *Азарян Н. Р., Акопян В. Т.* Геология Армянской ССР, т. II, Стратиграфия, гл. «Юра». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
8. *Азарян Н. Р., Акопян В. Т., Чубарян Г. А.* Геология СССР, т. XIII, Армянская ССР, М., 1970.
9. *Азизбеков Ш. А.* Геология Нахичеванской АССР. Госгеолиздат, 1961.
10. *Акопян В. Т.* Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
11. *Аракелян Р. А.* Геология Армянской ССР, т. II—Стратиграфия, гл. «Триас». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
12. *Асланян А. Т.* Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, № 10, 1946.
13. *Асланян А. Т.* О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Известия АН СССР, серия геологич., № 5, 1949.
14. *Асланян А. Т.* Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1949.
15. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
16. *Асланян А. Т.* Аналоговое выражение принципа неопределенности в геологии. Труды Армянского геологического общества, вып. 1, 1977.
17. *Атабекян А. А.* Об открытии верхнеюрских отложений в междуречье средних течений рр. Агстев и Гасан-су (Армения). ДАН СССР, т. XI, № 3, Геология, 1954.
18. *Гасанов Т. А.* Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1967.
19. *Гасанов Т. А.* Средняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Изд. «ЭЛМ», Баку, 1973.
20. *Назарян А. Н.* Верхнетриасовые отложения у сел. Джерманис Армянской ССР и связанная с ними угленосность. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
21. Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа, Л., 1973.
22. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 14, стр. 58—61. Л., 1973.
23. *Ростовцев К. О.* К стратиграфии юрских отложений Нахичеванской АССР. Тр. Азерб. Индустр. института, вып. 16, 1957.
24. *Ростовцев К. О., Азирчи Н. Р.* Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. Известия АН СССР, сер. геол., № 7, 1971.
25. *Сопко П. Ф.* Роль структурных и стратиграфо-литологических факторов в размещении колчеданного оруденения в пределах северной Армении. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», № 2, 1959.
26. *Сопко П. Ф.* Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
27. Стратиграфический кодекс СССР, Л., 1977.
28. *Чолахян Л. С., Сатиан М. А., Саркисян Р. А.* К литологии вулканокластов правобережья р. Каварт (Кафан). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 1, 1972.



УДК 552.313(479.25)

Г. А. КАЗАРЯН

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

### ПЕТРОГРАФИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В статье дается подробное петрографическое описание вулканитов офиолитовой серии: спилитов, диабазов, альбитизированных плагиолипарито-дацитов и плагиолипаритов, а также субвулканических плагиогранитов и габбро.

Рассматриваются вопросы генезиса вулканитов, проявление в них явлений метасоматоза и т. д.

Ранее были изложены геологические особенности вулканитов пояса [2] с выделением пород собственно эффузивной фации (спилиты, гналокластиты, диабазы, альбитизированные плагиолипарито-дациты; плагиолипариты) и фации субвулканитов (плагиолипариты и их туфы жерловой фации, альбитизированные плагиолипарито-дациты, плагиодациты, плагиолипариты, габбро).

В настоящей статье петрографическое описание пород эффузивного комплекса офиолитовой серии приводится по их фациальной принадлежности и стратиграфической последовательности формирования.

#### а. Породы эффузивной фации

При геологическом описании вулканитов исследованного района среди эффузивов основного состава были выделены *спилиты* с выраженной миндалекаменной текстурой, с постепенными переходами в полнокристаллические диабазы даже внутри отдельных шарово-подушечных обособлений.

На внешней, закаленной, сферической поверхности шаров или подушек, бурые, буро-сизые спилиты состоят из желто-зеленоватого плагонитизированного вулканического стекла с округлыми, иногда несколько продолговатыми образованиями, размером 0,2—0,3 мм, сложенными из сноповидно расположенных микролитов полевого шпата, погруженных в густоокрашенную рудным веществом массу. Эти округлые участки, вероятно, представляют начальные стадии образований вариолей, потому, что вглубь от поверхности шаров уже на 1,5—2,0 см подобные обособления становятся крупнее и имеют характерное для вариолей строение.

В 2—3 см от поверхности подушек серо-зеленые спилиты имеют типичную спилитовую структуру, сложенную тонкими расщепленными лейстами альбита и девитрифицированным вулканическим стеклом. По-



роды в основном афировые, однако редко встречаются и сравнительно крупные лейсты полевого шпата длиной до 0,3 мм. Клинопироксен присутствует в непостоянных количествах, образуя мелкие, заметно удлиненные (до 0,1 мм) кристаллики и весьма редко микровкрапления (0,5×0,5 мм).

Обычно рудные минералы имеют облик игольчатых кристаллов или развиты вдоль границ полевошпатовых зерен. В некоторых разновидностях рудный минерал образует чрезвычайно мелкую сыпь. В иных случаях мелкие зерна рудных минералов густо пропитывают промежутки между лейстами полевых шпатов, нацело вытесняя вулканическое стекло.

Для спилитов наружной зоны шаров весьма характерна миндалекаменная текстура: миндалины здесь мелкие, в диаметре до 2,5×3,0 мм, выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, иногда эпидотом.

В промежуточных или переходных от спилитов к нормальным диабазам породах лейсты полевых шпатов заметно укрупняются, устойчиво возрастает количество клинопироксена, образующего явно ксеноморфные зерна. В этих породах рудный минерал в определенной степени обособлен от девитрифицированного вулканического стекла.

**Диабазы.** слагающие средние полосы лавовых покровов или ядро крупных шаровидных обособлений, представляют серо-зеленые, полнокристаллические, мелко-среднезернистые породы, иногда с миндалекаменной текстурой.

Плагиоклаз, составляющий 60—65% общей массы породы, образует длиннопризматические, реже таблитчатые, идиоморфные кристаллы, размером 0,5×1,5 мм и крайне редко вкрапления (7,0×3,0 мм). Имеет зональное строение: битовнит (№ 80—81) в ядре и лабрадор (№ 66—67) на краях. Ядро крупных зерен плагиоклаза обычно разложено, замещено хлорит-альбитовой, иногда карбонатной массой. Зерна, выросшие свободно (по соседству с клинопироксеном), идиоморфные с прямолинейными контурами, в остальных случаях имеют извилистые зазубренные контуры.

Клинопироксен, представленный авгитом ( $c: Ng = 42^\circ$ ,  $Ng-Np = 0,022$ ,  $2v = 55^\circ$ ), в виде многочисленных мелких зерен (до 0,3×0,2 мм), слагает как бы общую канву породы; образует также редкие, но крупные индивиды (до 2,0×1,5 мм), или гломеропорфировые скопления. В породах из средних зон мощных покровов кристаллы клинопироксена имеют сравнительно одинаковые размеры, ксеноморфны относительно плагиоклаза и обуславливают тем офитовую, а нередко и пойкилоофитовую структуру данных пород.

В диабазах количество кварца варьирует в значительных пределах. Обычно он выполняет ингерстиции между кристаллами полевых шпатов и темноцветных минералов. Аномально высокое для диабазов содержание кварца в рассмотренных породах пропорционально увеличивается со степенью их послемагматических изменений.



Амфибол в диабазах вторичного происхождения и его количество зависит от степени уралитизации клинопироксена, в связи с чем встречаются разности пород, в которых он является единственным темноцветным минералом. Минерал слабо плеохроирует в светло-зеленых тонах и по оптическим константам с:  $N_g = 1,9$ ,  $N_g - N_p = 0,028$ ,  $-2v = 68^\circ$  диагностируется как обыкновенная зеленая роговая обманка.

Из группы рудных минералов в диабазах широко развиты изометричные зерна магнетита. Иногда наблюдается импликационное срастание его с другими породообразующими минералами. Пирит развит не повсеместно и представлен двумя генерациями. Одна развивается по магнетиту с одновременным интенсивным выделением сфена; другая — ассоциирует с кальцитом и кварцем, выполняющими миндалины.

Вторичными минералами, кроме альбита и амфибола, являются хлорит, в основном замещающий амфибол и клинопироксен и реже вулканическое стекло, а также в ограниченном количестве эпидот и кальцит.

Диабазы исследованного района подвергнуты неравномерной площадной альбитизации, при этом устанавливаются различные стадии замещения — от свежего зонального плагиоклаза через частично альбитизированные разности до новообразованного альбита. Площадная уралитизация, развивающаяся аналогично альбитизации также стадийно, вероятно, протекала с некоторым отставанием, т. к. установлены многочисленные случаи, когда нацело альбитизированный плагиоклаз ассоциирует с совершенно свежим клинопироксеном.

*Альбитизированные плагиолипарито-дациты*, слагающие субвулканические тела, эффузивные потоки и эксплозивные брекчии, в петрографическом отношении существенно не отличаются, поэтому они описываются совместно.

Макроскопически альбитизированные плагиолипарито-дациты серофиолетовые, бурые, с сизым оттенком порфиоровые породы с розоватыми вкраплениями полевых шпатов.

Плагиоклаз, составляющий более 80% общей массы породы, образует вкрапленники 2-х поколений и участвует в сложении основной массы. Макровкрапленники (I поколение) слагают широкие таблитчатые, прекрасно ограненные кристаллы, сдвойникованные по карлсбадскому закону и представлены альбитом (№ 8—9). Микровкрапленники (II поколение), размером до  $1,0 \times 0,2$  мм, длиннопризматические с хорошо развитыми гранями и также имеют состав альбита. Плагиоклаз III поколения — альбит — образует мелкие плотно соприкасающиеся зерна с нечеткими краями; на участках с микропикнитовой структурой наблюдаются лейсты с прямолинейными гранями.

Кварц в описанных породах мелкими дендритообразными зернами выполняет промежутки между полевошпатовыми кристаллами.

Акцессорный сфен вторичного происхождения образует неправильные, землисто-бурые скопления с высоким двупреломлением.

Из вторичных минералов встречается в ограниченном количестве хлорит.



Структура пород сериально порфировая с трахитоидной основной массой, ярко выраженной в породах субвулканической фации, которые отличаются невысоким содержанием интерстиционного кварца.

*Плагиолипариты* макроскопически имеют светло-зеленовато-желтый, кремовый цвет, фельзитовое, афировое сложение. Под микроскопом структура их в основном афировая; изредка появляются микровкрапленники полевых шпатов.

Незональный, мутноватый плагиоклаз-альбит в основном образует микролиты (до 0,1 мм в длину), обычно беспорядочно и равномерно рассеянные по всей породе и редко встречающиеся таблитчатые микровкрапленники, размером до 1,5×0,5×0,3 мм.

Кварц участвует в составе основной массы в виде пропитанных мелкой рудной пылью пятен, диаметром до 0,5 мм. Составляя основной фон породы, кварц включает в себя микролиты полевых шпатов. Промежутки между кварцевыми пятнами выполнены девитрифицированным, хлоритизированным вулканическим стеклом.

Из акцессориев встречаются длиннопризматические, иногда игольчатые кристаллы апатита. Рудные минералы, помимо мелкой сыпи оксидов железа, заключенной в зернах кварца, представлены также в различной степени пиритизированными кристаллами магнетита.

Из числа вторичных минералов наиболее широко развит хлорит, замещающий вулканическое стекло. Эпидот имеет ограниченное развитие.

Структура плагиолипаритов микропойкилитовая с обильными микролитами плагиоклаза. Последние распределены весьма беспорядочно, что позволяет судить об аноплаоилитовом характере основной массы. Довольно плотно прилегающие друг к другу округлые ойкокристаллы кварца отделены девитрифицированной, хлоритизированной массой, что придает породе облик, напоминающий сотовую структуру.

Плагиолипаритовые туфы жерловой фации имеют светло-серый, кремовый цвет, плотное мелкозернистое строение, а под микроскопом проявляют обломочную текстуру. Породы состоят из остроугольных обломков кварца, плагиоклаза и девитрифицированного вулканического стекла, составляющего кварц-полевошпатовую связующую массу; промежутки между зернами изредка выполнены хлоритом, или же дендритообразно развитыми гидроокислами железа. В отличие от прочих магматических образований кислого состава офиолитовой серии, описанные породы аномально богаты цирконом, присутствующим в виде трещиноватых, но хорошо ограниченных кристаллов или их осколков.

*Оливиновые базальты* трансформной зоны серо-зеленые (в потоках) и серо-буроватые, миндалекаменные (в взрывных брекчиях) с микропорфировой структурой.

Полевой шпат представлен зональным лабрадором (№ 66—68 в ядре и № 52—54 на краях), образующим вкрапленники, размером 1,5×1,0 мм, и мелкими зернами состава № 52—54, являющимися главными составляющими основной массы.



*Клинопироксен* ( $c: Ng = 43^\circ$ ,  $Ng-Nr = 0,029,2 v = 56^\circ$ ) образует изометричные вкрапленники диаметром до 0,5 мм и несколько продолговатые, но ксеноморфные относительно микролитов плагиоклаза мелкие зерна, участвующие в сложении основной массы.

Оливин, образующий вкрапленники, размером 1,0–1,5 мм и мелкие зерна, участвующие в сложении основной массы, идентифицируется по продуктам изменений. Изменение оливина, вероятно, началось замещением его иллингситом, который также оказался неустойчивым и сохранился только в мелких зернах и на краях вкрапленников; он в свою очередь был замещен хлорит-серпентиновой массой с карбонатом, а иногда и аморфным кремнеземом.

Вторичные минералы представлены хлоритом, серпентином, карбонатом, иллингситом. Последовательность выполнения миндалин следующая—карбонат-кремнезем-хлорит.

## б. Породы субвулканической фации

*Разности пород плагиодацитового состава* при петрографическом сходстве между собой отличаются лишь количеством содержащегося в них кварца. Макроскопически они имеют серо-зеленый, серо-кремовый цвет, мелкозернистое строение и местами брекчиевую текстуру.

Под микроскопом это полнокристаллические, местами микропорфировые породы, состоящие из плагиоклаза, кварца, вторичных и акцессорных минералов.

Плагиоклаз альбитового состава, частично пелитизированный, обычно слагает основную массу породы и редкие таблитчатые микровкрапленники, размером до  $1,5 \times 0,7 \times 0,4$  мм.

Кварц присутствует в весьма непостоянном количестве и неправильными зернами заполняет промежутки между призматическими кристаллами полевых шпатов. Оставшееся пространство между кристаллами полевых шпатов и кварца выполнено хлоритом, вероятно, замещающим вулканическое стекло, и уралитизированным клинопироксеном. Вторичный кальцит в основном развит по микротрещинам и редко замещает полевой шпат.

В породе довольно много сильно лимонитизированных кристаллов пирита. Апатит присутствует в виде мелких игольчатых кристаллов, приуроченных только к зернам полевых шпатов.

При микропорфировом сложении основная масса породы имеет призматически-зернистую структуру, иногда напоминающую бостонитовую.

*Плагиограниты и плагиогранит-порфиры*, образующие небольшие дайкообразные тела, макроскопически лейкократовые, светло-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, породы.

Плагиоклаз является главной составляющей пород (55–60% объема) центральных частей интрузивов. Обычно образует идиоморфные призматические зерна, размером до  $2,0 \times 1,5$  мм; местами наблюдаются



микропегматитовые сростания с кварцем. Он несколько мутноват, пелитризован, незонален — особенность, которая не характерна для плагиоклаза пород приповерхностной фации: по составу соответствует альбиту (№ 7—9). Иногда по плагиоклазу развиваются минералы эпидот-цонзитовой группы.

Характерным темноцветным минералом плагиогранитов, слагающих центральную часть интрузивных тел, является клинопироксен, обычно интенсивно замещенный амфиболом и хлоритом. Клинопироксен-авгит ( $c: Ng=43^\circ$ ,  $ng-pr=0,022$ ,  $2v=56^\circ$ ) образует идиоморфные, несколько продолговатые кристаллы, размером  $1,5 \times 0,8$  мм, бесцветные или светло-зеленые с весьма слабым плеохроизмом. Как правило, трещиноват и довольно часто представляет собой скопление неправильных зерен, разделенных продуктами собственного разложения. Наблюдается тесная ассоциация клинопироксена с рудными минералами и вторичным сфеном.

Вторичные породообразующие минералы — амфибол и хлорит — в плагиогранитах центральных частей интрузивов присутствуют в различных пропорциях: при весьма подчиненном развитии амфибола хлорит является преобладающим и в одинаковой степени замещает как клинопироксен, так и амфибол.

Акцессории представлены в большом количестве игольчатым или тонкопризматическим апатитом. Сфен присутствует в виде кристаллов двух генераций. Кристаллы магматической стадии идиоморфные, конвертообразные, а послемагматической — образуют неправильные, землистые зерна. Развитие последних находится в прямой зависимости от интенсивности послемагматических изменений клинопироксена и магнетита (пиритизации). Поэтому «обогащенность» или «бедность» пород сфеном — явление кажущееся, т. к. в обеих разновидностях валовое содержание титана во всех случаях находится на одном уровне. Рудные минералы представлены идиоморфными кристаллами магнетита и развивающегося обычно по нему пирита.

Структура плагиогранитов, слагающих центральные зоны интрузивов, гипидиоморфнозернистая. В некоторых случаях по периферии крупных кристаллов плагиоклаза развивается микропегматит.

*Породы эндоконтактовой фации* плагиогранитных интрузивов представлены двумя разновидностями. Одни отличаются относительно высоким содержанием темноцветных минералов (кварцевые диориты, диориты), в основном слагают эндоконтактовые зоны относительно крупных массивов и обнаруживают большое сходство с немногочисленными, но интенсивно переработанными ксенолитами, заключенными в плагиогранитах.

Кварцевые диориты и диориты эндоконтактовой фации кроме сравнительно большого содержания темноцветных минералов отличаются от плагиогранитов центральных зон интрузивов более высоким номером и зональным строением плагиоклаза, имеющего состав андезина (№ 42—43) на краях и битовита (№ 79—80) в ядре. Темноцветный ми-



нерал в этих породах в основном представлен зеленым амфиболом ( $n_g = 21^\circ$ ,  $n_g - n_p = 0,016$ ,  $-2v = 63^\circ$ ), развитым по клинопироксену, редкие реликты которого местами еще сохранились. Однако, предполагается и самостоятельная фаза выделения амфибола на завершающем этапе кристаллизации темноцветных минералов. К такому заключению приводит двойное структурное соотношение темноцветных минералов с полевыми шпатами. В одном случае темноцветный минерал (вероятно, ранний клинопироксен) идиоморфен по отношению к сравнительно богатым альбитом краевым зонам зонального плагиоклаза; в другом — амфибол (первичный) ксеноморфен относительно плагиоклаза, а иногда в виде ойкокристалла содержит в себе пойкилитовые вросстки полевых шпатов.

Другая разновидность пород эндоконтактной фации, имеющая идентичный с плагиогранитами центральных зон минеральный состав, отличается мелкозернистой, микропорфировой структурой с микрогранитной основной массой и очень сходна с породами из даек плагиолипаритов.

*Плагиогранит-порфиры*, слагающие дайковые тела и реже эндоконтактную фацию мелких интрузивных тел, лейкократовые породы, отличаются от плагиогранитов центральных зон крупных массивов только лишь структурными особенностями. Под микроскопом плагиогранит-порфиры — микропорфировые породы с вкраплениями кварца и плагиоклаза, размером до 3 мм; основная масса имеет микрогранитную, местами микропегматитовую структуру. Довольно обычным для этих пород является обрастание вкраплеников кварца микропегматитом. Эти структурные отличия, безусловно, являются следствием условий кристаллизации мелких секущих тел на небольших глубинах.

Сложное геологическое строение *субвулканического габбрового* массива (Джанахмедского) проявляется также в колебаниях состава слагающих его пород. В общей сложности габбровый состав дает заметные вариации, обусловленные фаціальными условиями формирования, характером эндо- и экзоконтактных явлений, проявлением послемагматических процессов и т. д. Поэтому, в числе пород интрузива наряду с нормальными габбро встречаются амфиболовые (уралитизированные) и альбитизированные разновидности. Обычной является также вариация структур: аллотриоморфнозернистая-габбровая-диабазово-сфитовая с переходами в пойкилосфитовую и т. д.

Макроскопически габбро имеют серо-зеленый цвет с некоторыми вариациями интенсивности окраски, обусловленной в основном характером темноцветных минералов. При полнокристаллическом характере они имеют мелко-среднезернистое строение, что является также одним из критериев для отнесения их к образованиям малоглубинной субвулканической фации.

В сложении габбро в различных пропорциях участвуют: плагиоклаз, клинопироксен, амфибол (уралитовый), в непостоянном количестве кварц, рудные минералы; вторичные — альбит, хлорит, прецит и эпидот.



Плагиоклаз в одной разновидности габбро образует идиоморфные, зональные кристаллы, размером до  $2 \times 2$  мм, имеющие в ядре состав битовнита (№ 81—82), а на краях—андезина (№ 48—50); в другой—призматические кристаллы, в различной степени альбитизированные с неотчетливым идиоморфизмом относительно темноцветных минералов; в третьей разновидности плагиоклаз также альбитизирован, но с темноцветным имеет одинаковую степень идиоморфизма кристаллов, определяя панидиоморфнозернистую структуру; в четвертой—плагиоклаз образует продолговатые призматические кристаллы, промежутки которых заняты единым целым зерном клинопироксена, определяя пойкилооптиковую структуру.

Клинопироксен-авгит ( $c: Ng = 36^\circ, n_g - n_p = 0,024, 2v = 52^\circ$ ) в свежем состоянии чаще всего встречается в породах эндоконтактных зон. Он находится в различных структурных взаимоотношениях с полевыми шпатами, его идиоморфизм проявляется относительно наружных, более богатых альбитом зон, зональных кристаллов плагиоклаза, в остальных случаях он преимущественно ксеноморфен. Форма зерен клинопироксена различная, наряду с изометричными кристаллами встречаются и продолговатые. Сравнительно длиннопризматические кристаллы характерны для пород краевой фации. Кристаллы клинопироксена пород центральных зон массива почти бесцветные и эта окраска постепенно меняется по мере перехода к породам краевых зон интрузива, где она становится светло-зеленой или несколько желто-буровой.

В начальной стадии изменения клинопироксен замещается обыкновенной роговой обманкой, что очень характерно для пород центральных участков массива и для зон их соприкосновения с ультрабазитами, при более глубоком прохождении метасоматических процессов как пироксен, так и развитый по нему амфибол полностью переходят в хлорит.

Амфибол имеет вторичное происхождение, развивается по клинопироксену и, как главный породообразующий минерал, в основном проявляется в породах центральных зон Джанахмедского массива и в контактовой зоне с ультрабазитами.

Амфибол центральных зон массива имеет грязно-зеленый цвет с хорошо выраженным плеохронизмом: по  $Ng$ —грязно-зеленый,  $Nm$ —желто-зеленый,  $Np$ —буро-желтый со следующими кристаллооптическими константами:  $c: Ng = 22^\circ, n_g - n_p = 0,024, -2v = 70^\circ$ . Амфибол пород из контактовых зон с ультрабазитами светло-бурый, со слабым плеохронизмом.

Кварц для этих габбро является не характерным минералом, однако, будучи редким, имеет магматическую природу, занимая интерстиции между кристаллами главных породообразующих минералов (отмечаются даже графические срастания с полевым шпатом).

Рудный минерал, в основном магнетит (иногда замещенный пиритом), не имеет повсеместного развития, обычно присутствует в породах, не подвергшихся явлениям уралитизации, образует мелкие зерна, а иногда находится в импликационных срастаниях с клинопироксеном. По



мере усиления степени уралитизации клинопроксена количество магнетита пропорционально сокращается, а в габбро из приконтактных зон с ультрабазами, в которых амфибол представлен бурой разновидностью, магнетит практически отсутствует.

Из вторичных минералов ведущее место принадлежит хлориту, интенсивно замещающему темноцветные минералы, несколько слабее развит вторичный альбит. Пренит встречается в виде прожилков, количество которых резко увеличивается в брекчированных габбро по контакту с ультрабазами (верховье р. Джанахмед). Эти участки отличаются также интенсивным развитием минералов эпидот-цоизитовой группы. В ряде случаев заметно развитие мелких неправильных зерен вторичного сфена и очень редко присутствуют мелкие кристаллы апатита.

Важной особенностью описанных габбро является непостоянство и частая смена структурных взаимоотношений минералов пород внутри единого интрузивного тела. Подобная изменчивость структур является одной из особенностей, доказывающих непостоянство режима и условий кристаллизации магматического расплава в различных участках единой камеры. Частая смена баротермических условий кристаллизации расплава в конкретном случае в основном была обусловлена приповерхностными—субвулканическими условиями остывания основной магмы.

Породам эндоконтактной фации Джанахмедского массива свойственна габбро-диабазовая или пойкилоофитовая структуры. Породы центральных зон массива имеют призматически-зернистую структуру, несколько приближающуюся к порфировой, редко встречаются участки с аллотриоморфнозернистой структурой.

Породы эндоконтактной фации при постоянстве ассоциации породообразующих минералов отличаются довольно заметными вариациями количественных соотношений. Подобное колебание количественных соотношений породообразующих минералов обусловлено рядом факторов, из которых основными являются: вероятная некоторая неоднородность состава магматического расплава и различные баротермические условия его кристаллизации в отдельных участках камеры, интенсивность проявления послемагматических процессов, положение этих пород относительно контактных зон вмещающей среды (часто представленной ультрабазами) и т. д.

Петрографические особенности исследованных вулканитов и субвулканических тел позволяют сделать вывод относительно происхождения и последующих явлений, преобразующих породы Севанской офиолитовой серии.

Афирный характер толентовых базальтов (диабазов) является следствием быстрого и безостановочного перемещения магматического расплава из недр на земную поверхность. Эта особенность пород свидетельствует также и о малоуглубленном характере магмогенерирующего очага. Аналогичный облик пород характерен для толентов современных срединно-океанических хребтов, для которых глубина генерации



магматического расплава многочисленными исследованиями определяется в 20—50 км [1].

В отличие от афировых диабазов резко порфиновые альбитизированные плагиодациты и плагиолипарито-дациты являются продуктом частичной (интрателлурической) кристаллизации (также и дифференциации) магматического расплава в промежуточной камере.

В подводных условиях, при активном участии кислорода в лаве происходило интензивное окисление железа и вывод его из расплава, вследствие чего оказавшийся «избыточным» кремнезем накапливался в остаточном расплаве и впоследствии обособлялся в виде самостоятельного минерала—кварца, несмотря на то, что по валовому химическому составу исследованные диабазы и спилиты являются ненасыщенными или слабо насыщенными кремнеземом породами.

Ассоциация пиллоу-лав с гналокластитами—породами, имеющими подчеркнутую амигдалоидную текстуру, и практическое отсутствие эксплозивного материала указывают, что излияния происходили на глубине морского бассейна в пределах от 2-х до 3,5—4,0 км [3, 4, 5].

Субвулканические интрузивные тела габбро отличаются слабым контактовым воздействием на вмещающую среду и, весьма непостоянными микроструктурами пород эндоконтактной фации. В этом отношении небольшие тела плагиогранитов отличаются наличием значительных зон орогования вмещающей среды и ореолом гибридных пород на эндоконтакте, обусловленных насыщением магматического расплава минерализаторами и высоким тепловым градиентом в области внедрения.

Метасоматические явления эффузивного этапа развития магматизма наложены на все члены вулканического комплекса. При площадном характере развития метаморфизма редкие участки пород сохранили первичный облик толента или габбро, по которому возможно было бы установить их истинный состав. Выделение раннего этапа метасоматоза обосновано тем, что пространственно совмещенные с вулканиками крупные габбровые массивы верхнего мела вблизи контактов с альбитизированными и амфиболитизированными диабазами лишены признаков этих процессов. Вместе с тем, базальные конгломераты верхнесенонской осадочной толщи изобилуют обломками альбитизированных, амфиболитизированных диабазов, спилитов, субвулканических габбро и пород кислого состава.

Вырисовывается толентовый тренд развития эффузивного комплекса офиолитовой серии пород пояса: низкокальцевые толенты (диабазы)—плагиодациты—плагиолипариты (плагиограниты).

Вопрос происхождения спилитов в геологической литературе имеет спорное толкование и существуют две концепции—магматическая и метасоматическая. Относительно исследованных спилитов Севанской зоны полученные факты свидетельствуют об их метасоматическом происхождении, связанном с общей альбитизацией шарово-подушечных лав,



наложенной на все породы серии и протекавшей на эффузивном этапе формирования вулканогенной толщи. Однако, здесь замечается некоторая особенность, заключающаяся в том, что в спилитах данного пояса, по сравнению с диабазами, содержания кремнезема на несколько процентов выше, а окиси магния—ниже. Это, вероятно, обусловлено явлениями ликвации толеитовой магмы как в период перемещения через земную кору, так и на месте излияния лавы. петрографические свидетельства которой в виде фрагментов варнолитовых обособлений в некотором количестве обнаружены в исследованных спилитах.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 25.VII.1980.

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ  
ՀՐԱԲԵԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բերվում է Սևանա լճի հյուսիս-արևելյան ափում տարածված վերին կավճի հրաբխային ապարների պետրոգրաֆիական նկարագրությունը ըստ նրանց ստրատիգրաֆիական դիրքի և ֆացիալ առանձնահատկությունների:

Ոլնելով նկարագրված ապարների պետրոգրաֆիական առանձնահատկություններից եզրակացություն է արվում, որ տոլեիտային բազալտների արտավիժումները կատարվել են փոքր խորություններում տեղադրված մագմառաջացման օջախներից, ըստ որում հալոցքի տեղաշարժը կատարվել է համեմատաբար արագ և առանց ժամանակավոր դադարների միջանկյալ կամերաներում:

Բարձրաման լավաների տեքստուրայի առանձնահատկություններն ու նրանց մեջ էքսպլոզիվ նյութերի բացակայությունը վկայում են, որ այդ գոյացումները ձևավորվել են ժովային միջավայրում 2-ից մինչև 3,5—4 կմ խորություններում: Սպիլիտների առաջացումը հիմնականում պայմանավորված է մետասոմատիկ կրկույթներով:

H. A. GHAZARIAN

GENERAL FEATURES OF THE SEVAN OPHIOLITIC BELT  
UPPER CRETACEOUS VOLCANISM

Abstract

A detailed petrographic description of the ophiolitic series volcanites: spilites, diabases, albitized plagioliparito-dacites and plagioliparites



as well as subvolcanic plagioclacites, plagiolparites and gabbroes is brought in this paper.

The problems of volcanites origin, metasomatic alterations e. t. c. are considered.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаринин А. В. Основные черты магматизма дна океана. Сб. «Проблемы петрологии». Наука, 1976.
2. Казарян Г. А. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1980
3. Лисицин А. П. Вулканизм океанов за 150 млн. лет (типы, история, полезные ископаемые). Статья I. Изв. Высш. уч. завед. Геология и разведка, № 9, 1979.
4. Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», 1964.
5. Moore S. G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. Amer. J. Sci., 1965, v.-263  
H 1.



УДК 553.982.2

Г. П. ТАМРАЗЯН

## ПЛАНЕТАРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ОРИЕНТИРОВОК И ПРОТЯЖЕННОСТИ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КРУПНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕМЛИ

В распределении ориентировок нефтяных залежей Земли существуют характерные особенности, которые различны для отдельных широтных поясов. Так, например, для широтного пояса 20—40° Земли основные массы нефти сосредоточены в залежах определенных ориентировок в следующей последовательности: меридиональная ориентировка (запасы приняты за 100%), северо-западная (44%), северо-восточная (15%) и широтно-субширотная (4%).

Среди сырьевых ресурсов Земли энергетические ресурсы занимают выдающееся место (свыше 2/3 добываемых в мире полезных ископаемых приходится на долю тех, которые являются источником энергии). Источников энергии известно много (уголь, нефть, природный газ, битумы, сланцы, гидроэнергия, атомная и термоядерная энергия, водородная, ветровая и океанических приливов энергия, геотермальная и солнечная энергии и др.). Несмотря на большое число источников энергии, однако в структуре топливно-энергетического баланса ведущее место занимают нефть и природный газ, на долю коих ныне приходится около 2/3 мирового энергетического баланса.

Переход от ранее широко использовавшихся источников энергии (уголь, гидроэнергия и др.) к нефти и природному газу в условиях относительно невысоких темпов потребления энергии происходил относительно безболезненно. Вовлечение нефти и природного газа в число важнейших источников энергии совпало с эпохой быстрого технического прогресса и это повлекло к небывалым темпам прироста их добычи. За все время нефтедобычи и по 1.1.1980 г. во всем мире добыто 60 млрд. т нефти, из коих вторая половина (около 30 млрд. т) добыта примерно за последние 11 лет (1969—1979 гг.), тогда как первая половина добывалась в течение предшествующих 100 лет; за последние 18 лет (1961—1979 гг.) было добыто в мире 40 млрд. т нефти (или около 2/3 столетней добычи).

Убыстряющиеся темпы извлечения нефти из недр вызывают всюду обоснованную озабоченность, поскольку уже теперь добыча нефти нынешними темпами заметно не сопровождается более значительными вновь открываемыми запасами. Это признано недавно на 10-м Мировом нефтяном конгрессе (сентябрь 1979 г., Бухарест), где было отмечено,



что в последние 10—12 лет «мировые запасы нефти сколько-нибудь ощутимо не увеличиваются» [2].

На смену нефти (и природного газа) «идут» другие источники энергии (атомная, геотермальная, солнечная и др.). Однако состояние их использования еще далеко от необходимого и требуемого уровня. Весьма радужные в прошлом перспективы использования атомной энергии сменились впоследствии некоторым спадом к этому энтузиазму (слишком сложной оказалась проблема длительного надежного захоронения радиоактивных отходов и недопущения их попадания в биосферу, в целом проблема общей безопасности). Кроме того, атомная энергия служит источником для производства, главным образом, электроэнергии, но пока все же не для автомобильного транспорта и авиации. А ведь из общего количества добываемого в мире топлива 1/3 расходуется на транспорт, в США же на автотранспорт приходится 3/4 общего потребления нефтепродуктов. Далее, вопросы использования термоядерной энергии остаются все еще лишь в перспективе; геотермальная энергия в ближайшее время не может явиться первостепенным источником, а возможности других видов энергии (водородная, энергия ветра, океанических приливов и т. д.) существенно ограничены или пока малоэффективны. Неограниченная же по неиссякаемости солнечная энергия может эффективно использоваться (для фотохимических реакций и др.) во всяком случае не в ближайшее время. Конечно, в этих условиях можно и придется вновь активно вовлечь уголь в сферу важного источника энергии.

Но как бы то ни было переход от нефти и природного газа в эпоху почти «взрывного» показателя технического прогресса (основанного на соответствующих масштабах и темпах потребления энергетических ресурсов) к другим видам энергетических источников может оказаться недостаточно подготовленным, что еще больше возвышает значимость имеющихся ресурсов нефти и газа. Эта возможная «неподготовленность» человечества к переходу на другие источники энергии может отразиться в повышенной заинтересованности и чувствительности к районам грандиозных сосредоточений нефти, исподволь становясь предметом конфронтации и различных амбиций.

Нефть (нефтяные месторождения) ныне как никогда интересует все человечество, независимо от того, где она находится. Все это вполне оправдывает возвышенный интерес к этому, все еще загадочному по происхождению, источнику энергии. Каковы условия залегания нефтяных залежей, есть ли глобальные особенности в их распределении, размещении и т. д. На один из подобных вопросов в глобальном масштабе отвечает данная краткая статья.

Нефтяные месторождения распространены на Земле весьма широко. Они встречены в различных областях, в пределах древних и молодых платформ (предгорные и внутripлатформенные прогибы), складчатых областей (межгорные впадины и др.), в разных стратиграфических комплексах (от докембрийских до современных), в ловушках структур-



ных, стратиграфических и литологических, в различных коллекторах (пески, карбонаты и др.), в условиях покровов глинистых и соленосных, на различных глубинах, в различных гидрогеологических условиях, на разных географических широтах (от Арктики до экватора и южнее) и т. д. При таком большом разнообразии геологических условий дислокаций нефтяных месторождений казалось бы трудно ожидать обнаружение каких-либо общих, глобальных для Земли, особенностей в их размещении и тем более в характеристике их залегания. Однако новый планетологический подход, вовлекающий в сферу исследования всю планету в целом, показывает, что это далеко не так и даже наоборот. Это видно из приводимого ниже по необходимости весьма краткого изложения (многие подробности, опущенные в тексте, отчетливо видны на рисунках и в таблице).

Таблица 1

Распределение ориентировок залежей крупных, крупнейших, гигантских, сверхгигантских и уникальных месторождений основных широтных поясов северного полушария Земли (наивысшие величины — более 7% — нанесены жирным шрифтом)

Группа азимутов ориентировок нефтяных залежей	Начальные доказанные извлекаемые запасы нефти по дважды скользящим трехгруппам азимутов (в %)				
	Широтные поясы				
	0—20°	20—40°	40—60°	60—80°	0—80°
270—282 СЗ	1,4	1,1	9,5*	1,9	2,0
282—294 .	1,3	2,6	7,7	3,8	3,0
294—306 .	5,0	5,3	6,2	6,1	5,4
306—316 .	9,8	7,6	5,1	5,0	7,5
318—330 .	15,4	10,8	5,1	7,9	10,6
330—342 .	14,3	11,8	5,0	10,8	11,4
342—354 .	13,0	14,9	4,7	17,7	13,7
354—6 С	10,6	14,2	3,8	17,4	12,9
6—18 СВ	10,5	13,9	4,4	15,9	12,7
18—30 .	7,1	9,0	4,9	8,7	8,4
30—42 .	4,1	9,5	6,0	4,2	5,4
42—54 .	2,0	1,9	7,4	0,6	2,4
54—66 .	2,0	0,7	9,2	—	1,7
66—78 .	1,9	0,3	10,8	—	1,5
78—90 .	1,6	0,4	10,2	—	1,4
Всего	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

По распределению ориентировок нефтяных залежей 20-градусные широтные пояса Земли имеют следующие специфические особенности (рис. 1, 2); всюду рассматривается северное полушарие Земли<sup>1</sup>.

1. В широтном поясе 20—40° северного полушария Земли наблюдается невиданная диспропорция в распределении ориентировок нефтяных залежей. В меридионально ориентированных залежах ресурсы нефти в среднем в 13—30 раз больше, чем в широтно и субширотно ориентированных залежах. В этом поясе начальные доказанные извлекаемые

<sup>1</sup> Поскольку 96—97% известных начальных ресурсов нефти на Земле находится в северном полушарии [1], то анализ соответствующих данных по полушарию характеризует почти всю планету.



ресурсы нефти распределяются в зависимости от ориентировки залежей в следующей последовательности: а) меридиональная ориентировка — ресурсы приняты за 100%, б) северо-западная — ресурсы 44%, в) северо-восточная — ресурсы 16%, г) широтно-субширотная ориентировка — ресурсы 4%. Таков замечательный результат в распределении ориентировок залежей в широтном поясе 20—40°.

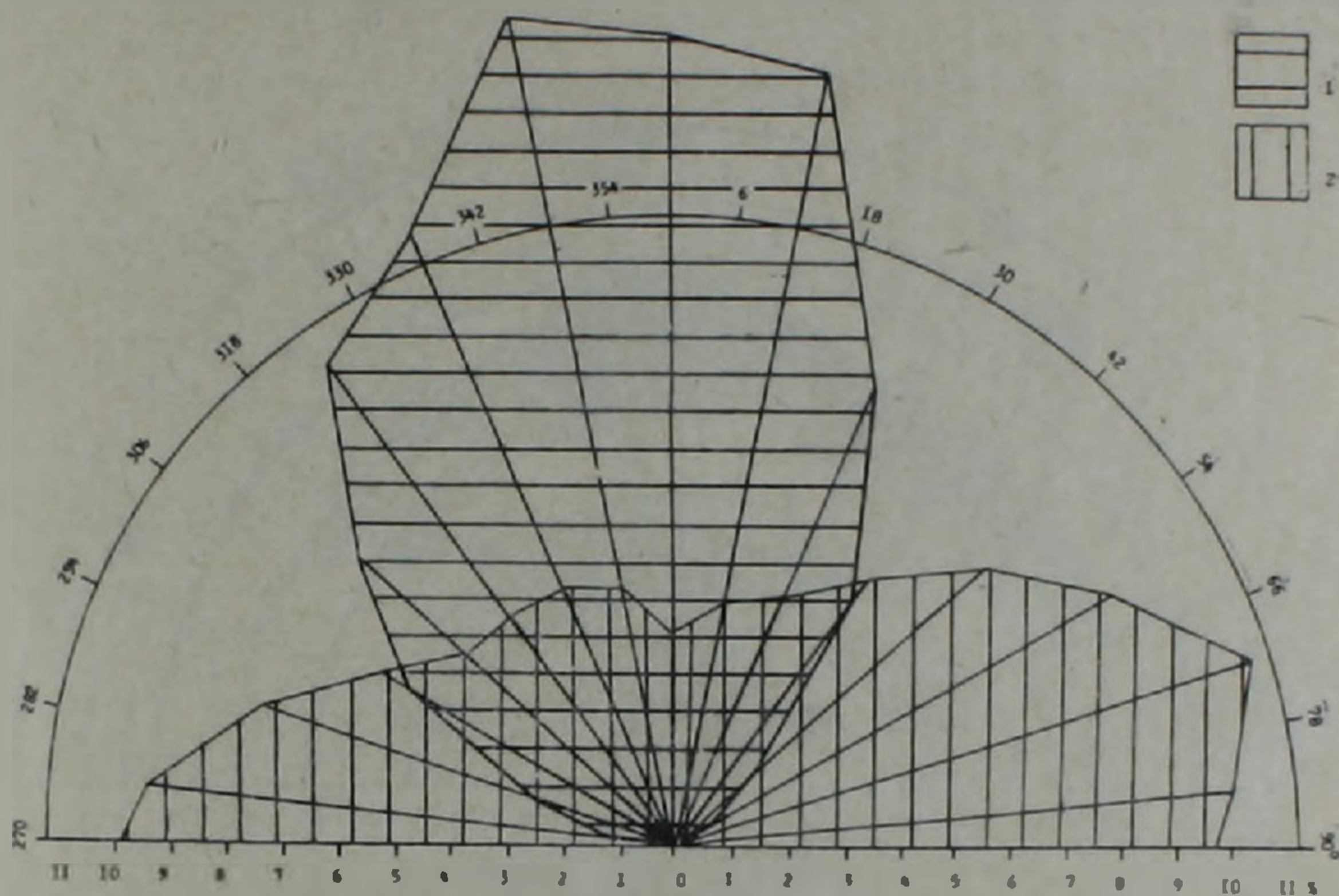


Рис. 1. Розы-диаграммы распределения начальных запасов нефти мира по 12-градусным широтным группам азимутов в зависимости от ориентировки залежей в крупных, крупнейших, гигантских, сверхгигантских и уникальных месторождениях в широтных поясах северного полушария Земли. По окружности — азимуты (в градусах), по радиусу — начальные доказанные извлекаемые запасы нефти, по дважды скользящим трехгруппам азимутов (в %); запасы нефти по International Petroleum Encyclopedia (1976—1978) [1]. 1 — широтные пояса 20—40 и 60—80°, 2 — широтный пояс — 40—60°.

2. В широтном поясе 60—80°, как и в поясе 20—40°, наблюдается наибольшая концентрация начальных доказанных извлекаемых ресурсов нефти в месторождениях, характеризующихся близмеридиональной ориентировкой залежей: на группу румбов меридиональных ориентировок  $0 \pm 18^\circ$  приходится 70% ресурсов нефти огромных месторождений пояса. По значимости начальных доказанных извлекаемых ресурсов нефти для широтного пояса 60—80°, так же как и для пояса 20—40° характерна идентичная последовательность ориентировок: на первом месте — меридиональная, на втором — северо-западная, на третьем — северо-восточная и на четвертом — широтная и субширотная.

3. В широтном поясе 40—60° распределение начальных доказанных извлекаемых ресурсов нефти по ориентировке залежей противоположно



тому, что характерно для широтных поясов 20—40 и 60—80°, между которыми он находится. По соотношению доказанных разведанных ресурсов нефти крупных, крупнейших, гигантских и сверхгигантских месторождений ориентировки располагаются здесь в следующей последовательности: на первом месте — широтная и субширотная, на втором и третьем — почти поровну северо-западная и северо-восточная, на четвертом — меридиональная (рис. 1).

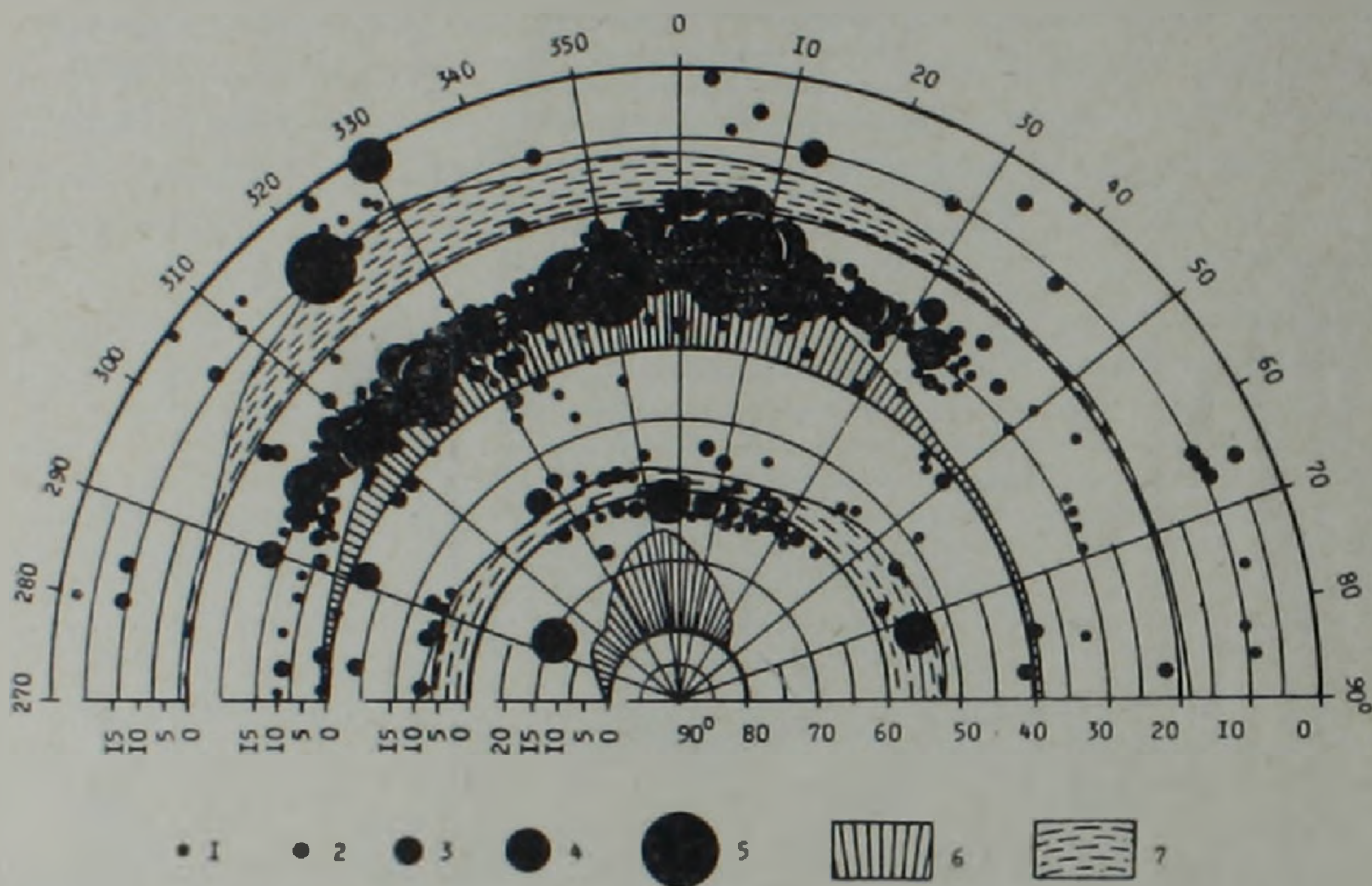


Рис. 2. Распределение по ориентировке залежей крупнейших и грандиозных нефтяных месторождений мира в различных широтных поясах Земли. По окружности — азимуты ориентировок залежей, азимуты от 270°, через 360 (0°) до 90° включают все возможные ориентировки залежей. По радиусу — широтные пояса, в градусах (шкала справа), и распределение ресурсов нефти по отдельным 12-градусным группам азимутов, в процентах от всех ресурсов каждого 20-градусного широтного пояса (шкала слева). Начальные доказанные извлекаемые запасы нефти месторождений, в млн. баррелей (по [1]) и в (млн. т.). 1—365—731 (50—100 млн. т.), 2—731—3650 (100—500), 3—3650—7310 (500—1000), 4—7310—21930 (1000—3000), 5—21930—73100 (3000—10.000). Распределение (в %) ресурсов нефти по отдельным 12-градусным группам азимутов (осреднено по дважды скользящим трехгруппам азимутов): 6—для широтных поясов с максимальной концентрацией месторождений и ресурсов на единицу площади суши и шельфа (широтные пояса 20—40 и 60—80°), 7—для других широтных поясов (0—20 и 40—60°).

4. Широтный пояс 0—20° по особенностям распределения начальных доказанных извлекаемых ресурсов нефти в зависимости от ориентировки залежей в значительной мере сходен с соседним поясом 20—40°. Различия состоят в том, что главный максимум охватывает также прилегающие северо-западные группы азимутов и повышается роль восток—северо-восточных азимутов ориентировок залежей (рис. 2).

Таким образом, основные широтные пояса Земли имеют характерные особенности распределения начальных доказанных извлекаемых ресур-



сов нефти в зависимости от ориентировки залежей. Выявление и учет этих особенностей имеют не только важное научное, но и в еще большей степени практическое значение.

Распределение фактических данных о ресурсах нефти по азимутам ориентировок залежей порою очень контрастно. Для осреднения и выявления систематической составляющей использован метод скользящих средних по трехгруппам азимутов. Для большей надежности применен

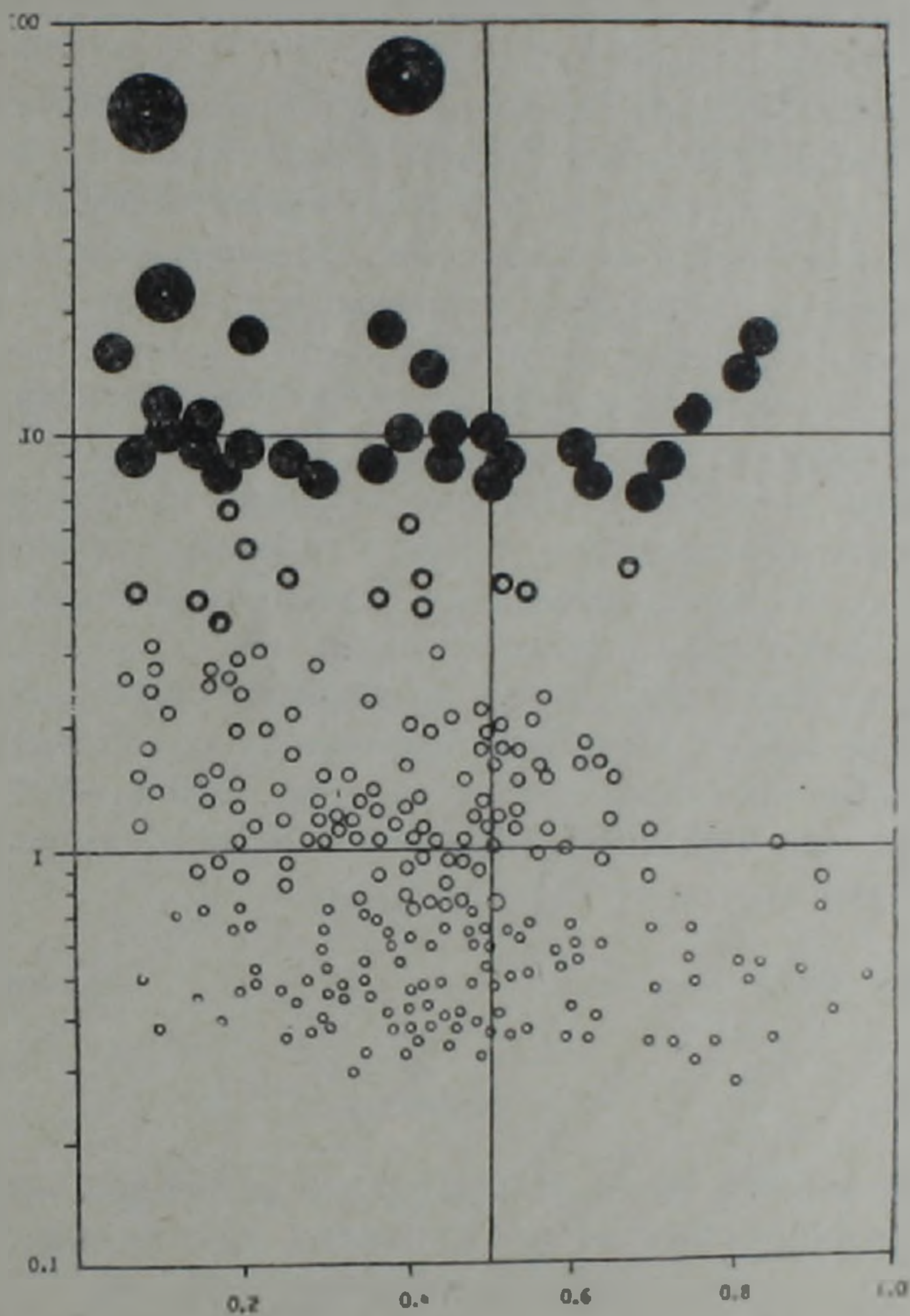


Рис. 3. Распределение крупных, крупнейших, гигантских и уникальных нефтяных месторождений северного полушария Земли в зависимости от соотношения ширины и длины залежей (северное полушарие Земли). По горизонтали—отношение ширины залежей к их длине, по вертикали—начальные доказанные извлекаемые запасы нефти месторождений, в логарифмической шкале, млн. баррелей (по [1]).

метод дважды скользящих по трехгруппам азимутов. Это позволяет выделить систематическую тенденцию в распределении основных масс нефтяных залежей по их ориентировке. Результаты обработки нами всех данных по миру по этой методике приведены в табл. 1, которая, несмотря



на значительное осреднение, в полной мере сохраняет сущность контрастности в распределении основной массы нефти в зависимости от ориентировки ее залежей в различных широтных поясах и в целом по Земле.

Выделенные широтные пояса с разным содержанием нефти (разной концентрацией гигантских, сверхгигантских и уникальных месторождений) отличаются важными, ранее неизвестными особенностями распределения залежей в зависимости от их ориентировки. Знание деталей ориентировки залежей по отдельным широтным поясам Земли приобретает исключительно важное значение для более обоснованного направления поисково-разведочных работ.

Далее, наиболее богатые нефтяные месторождения мира с начальными доказанными извлекаемыми запасами нефти свыше 1,5 млрд. т и особенно более 3 млрд. т часто (но не всегда) имеют малые величины отношения ширины залежей к их длине (рис. 3). Значительная вытянутость нефтяных залежей, за редкими исключениями, присуща богатейшим месторождениям всех широтных поясов Земли. Эта особенность более заметна для месторождений широтного пояса—20—40°; в других широтных поясах больше случаев отклонения от этой особенности.

Выявленные в работе глобальные закономерности имеют важное значение в поисково-разведочном процессе, позволяют существенно повысить эффективность прогнозирования и удешевить разведку новых грандиозных месторождений в разных широтных поясах Земли, выдвигая на разных широтах и на разных этапах разведочных работ свои конкретные первоочередные задачи, нацеливая практику на более быстрое, результативное и экономически наилучшее решение. Это новое планетологическое направление в поисково-разведочном процессе имеет также приречитетное значение для отечественной науки.

Армянское геологическое общество

Поступила 13 II 1980.

#### Գ. Գ. ԹԱՐԲԱՅԱՆ

### ԵՐԿՐԱԳՆԴԻ ԽՈՇՈՐԱԲՈՒՅՆ ՇԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՆԱՎԹԱՅԻՆ ԿՈՒՏԱԿՆԵՐԻ ԿՈՂՄՆՈՐՈՇՄԱՆ ԵՎ ԶԻՎԱՑՈՒԹՅԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՄՈՂՈՐԱԿԱՅԻՆ ԶՈՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ

#### Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երկրագնդի նավթային կուտակների կողմնորոշման տեղարաշխման մեջ ընդհանուր առաջնությունը կան, որոնք տարբեր են լայնությունների առանձին գոտիների համար: Այսպես օրինակ, երկրագնդի 20°—40° լայնությունների գոտու համար նավթի հիմնական զանգվածները կենտրոնացած են որոշակի կողմնորոշում ունեցող կուտակներում հետևյալ հաջորդականությամբ. միջօրեական կողմնորոշում (պաշարներն ընդունված են 100 տոկոս), հյուսիս-արևմտյան (44 տոկոս), հյուսիս-արևելյան (15 տոկոս) և լայնակի-ենթայայնակի (4 տոկոս):



THE PLANETAR ZONING OF THE EARTH'S MAJOR DEPOSITS  
OIL POOLS ORIENTATION AND EXTENT DISTRIBUTION

Abstract

There are some characteristic features in the Earth's oil pools orientation which are different for various latitudinal zones. For example, in the latitudinal zone of  $20^{\circ}$ — $40^{\circ}$  the main masses of oil are concentrated in the pools of following orientation: meridional orientation (the reserves are assumed to 100%), northwest orientation (44%), northeast (15%) and latitudinal-sublatitudinal (4%).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. International Petroleum Encyclopedia. Petroleum Publ. Co., Tulsa., Okla., U. S. A. 1976—1978.
2. *Moody I. D., Halbouty M. T.* World ultimate reserves of crude oil. 10-th World Petroleum Congress. Bucharest, 1979.



УДК 551.311.23(262.5)

А. И. ВАРДАПЕТЯН, О. Г. СОРОХТИН

О ВОЗРАСТЕ ЧЕРНОМОРСКОЙ И ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ  
ВПАДИН

В статье рассматривается возраст Черноморской и Южно-Каспийской впадин с позиций тектоники литосферных плит. Так как субокеаническая литосфера этих впадин была генерирована в рифтовых зонах, то, используя известную корневую зависимость между глубиной залегания коренного ложа океана и его возрастом, можно определить возраст впадин. Соответствующие расчеты указывают на древний, около 200 млн. лет, возраст, который хорошо подтверждается для Черноморской впадины данными о скоростях осадконакопления.

Современное взаимодействие впадин с примыкающими сооружениями выражается в дальнейшем поглощении океанической литосферы впадин в зонах субдукции, падающих под континентальные поднятия. Замедление процессов субдукции вследствие столкновения континентальных масс на срединном отрезке Альпийско-Гималайского пояса позволило впадинам сохраниться в современном виде.

Черноморская и Южно-Каспийская впадины по строению и истории развития принципиально отличаются от складчатых ветвей Альпийско-Гималайского пояса. Наиболее изученной из впадин внутренних морей на территории СССР в настоящее время является Черноморская. В ее пределах отработано свыше 20 сейсмических профилей, освещающих глубинное строение земной коры.

Наиболее важные особенности ее строения по данным геофизических исследований следующие. Под осадками мощностью до 15 км [6] здесь залегает базальтовый слой. Мощность его в центральной части Черноморской впадины—5—7 км, тогда как в прилегающих районах суши его мощность резко возрастает. Гранитный слой в пределах Черноморской впадины имеет ограниченное распространение, он отсутствует в ее центральной глубоководной части, но к периферии, в шельфовой и береговой зонах достигает мощности 20 км.

Осадочная серия центральных районов Черноморской впадины имеет спокойное, почти горизонтальное залегание, у северных и южных берегов строение ее существенно усложняется. Переход от спокойно залегающей осадочной толщи к зоне дислоцированных осадков совпадает с появлением в структуре земной коры гранитного слоя [6].

Таким образом, строение осадочного чехла приводит нас к выводу о тектонической пассивности Центральной части Черноморской впадины. Для того, чтобы судить о роли ее в тектонических процессах Черноморско-Каспийского региона, важно определить ее генезис и возраст. Необходимость учета в единой модели таких факторов, как отсутствие



«гранитного» слоя в центральной части впадины и большая, достигающая 15 км, мощность осадочного чехла налагают определенные ограничения на возможный механизм ее образования. Существующие на сегодня точки зрения о генезисе впадины в основном представлены тремя гипотезами.

На основании одной из них Черноморская впадина считается молодым образованием и происхождение ее объясняется перерождением континентальной коры в океаническую [11, 12, 22, 23 и др.]. На основании другой—впадина произошла за счет палеогенового рифтогенеза [1], на основании третьей—впадина считается реликтом мезозойского океана Тетис [10, 15, 16, 26 и др.].

Основываясь на последней гипотезе, возможно рассчитать возраст Черноморской впадины в той ее части, где она сложена океанической корой. Согласно теории тектоники литосферных плит, океаническая литосфера генерируется в рифтовых зонах. Толщина ее определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного вещества и, следовательно, зависит от времени экспозиции вещества мантии на поверхность Земли, т. е. от возраста литосферы. Поскольку кристаллизация силикатов сопровождается возрастанием их плотности, то с увеличением мощности литосферы уровень ее должен изостатически понижаться в направлении от оси срединно-океанического хребта. Зависимость уровня поверхности коренного ложа не нагруженной осадками океанической плиты от ее возраста в первом приближении выражается корневой зависимостью [15]

$$\Delta h = 0,35 \sqrt{t}, \quad (1)$$

где  $\Delta h$ —средний переход уровней рельефа срединно-океанического хребта между его гребнем и любой точкой склона в км;  $t$ —возраст точки склона в млн лет.

Поскольку Черноморская впадина находится в состоянии изостатического равновесия [3, 6], то, мысленно убрав осадки, не нарушая изостатического равновесия, мы сможем рассчитать возраст коренного ложа впадины, которое займет более высокий по отношению к реальному уровень. Для расчета этого уровня воспользуемся схемой (рис. 1).

Можно написать:

$$h_w \rho_w + h_s \rho_s + h_e \rho_e = \rho_w h_x + h_e \rho_e + \rho_a (h_w + h_s - h_x), \quad (2)$$

где  $\rho_w = 1,03 \text{ г/см}^3$ ;  $h_w = 2 \text{ км}$ ;  $\rho_s = 2,35 \text{ г/см}^3$  [6],  $h_s = 14 \text{ км}$ ;

$\rho_e$ —плотность литосферы,  $h_e$ —мощность литосферы,  $\rho_a = 3,3 \text{ г/см}^3$ ;

$h_x = 7,5 \text{ км}$ .  $\Delta h = h_x - h_0$ , где  $h_0 = 2,5 \text{ км}$ —средняя глубина океана над гребнем срединно-океанического хребта. По формуле (1) возраст Черноморской впадины получается примерно равным 200 млн лет.

Современное осадконакопление в Черноморской впадине идет со скоростями от 0 до 10 см/1000 лет в западной части и до 30 см/1000 лет в восточной [14]. Если взять за среднюю скорость осадконакопления



значение 15 см/1000 лет и ввести поправку на уплотнение осадков вдвое [4], то средняя скорость седиментации будет равна 7,5 см/1000 лет. Получается, что для накопления современной толщи осадков потребовалось бы 200 млн. лет. Близкие значения получены Е. Е. Милановским [10].

Следует учесть, что подъем обрамляющих Черное море горных сооружений резко увеличил сток твердого вещества в Черноморскую впадину, так что современная скорость седиментации выше предшествующих.

Южно-Каспийская впадина почти идентична по своему строению Черноморской. Она, как и Черноморская впадина, характеризуется отсутствием гранитного слоя и большой, достигающей 20—25 км [2], мощностью осадочного чехла.

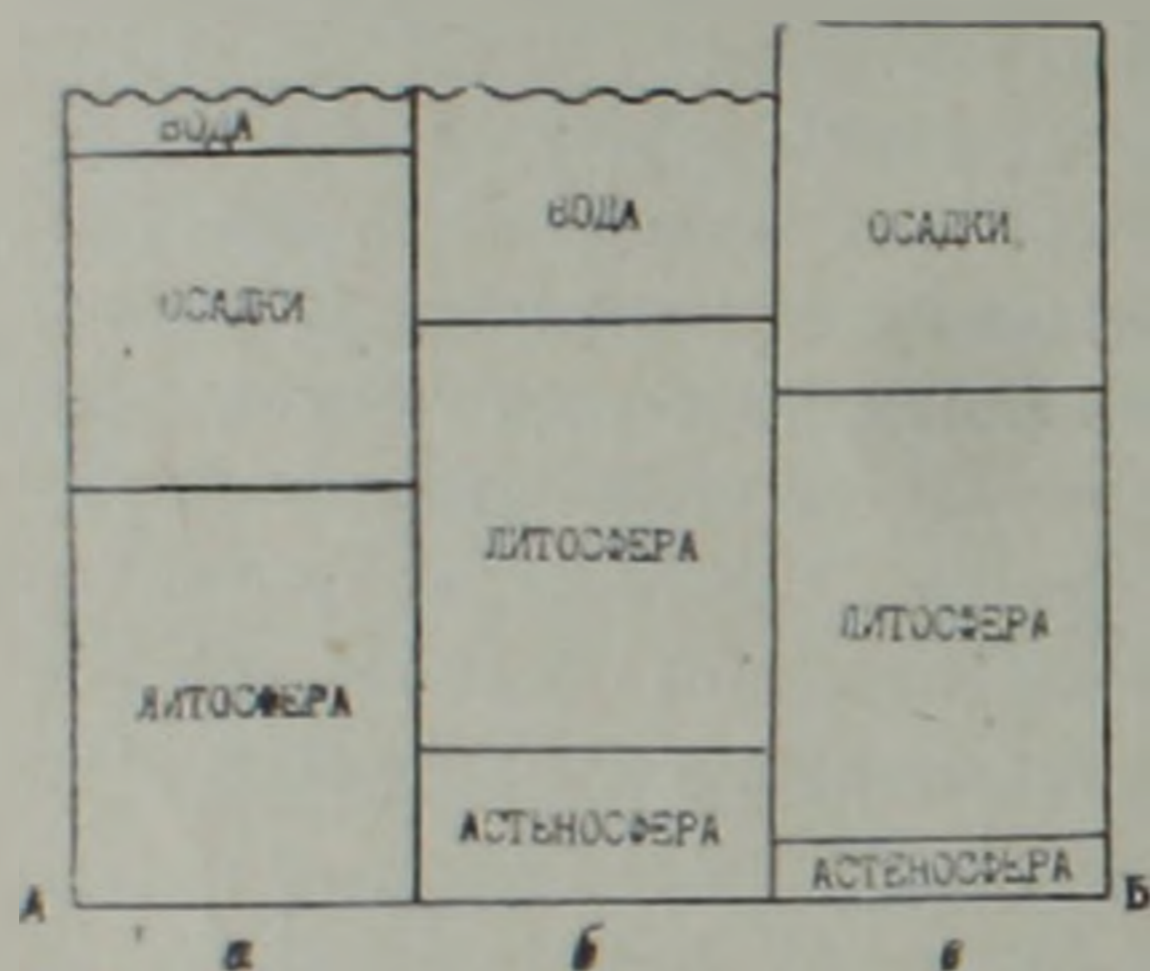


Рис. 1. Схематический разрез впадины: а—Черноморской; б—Черноморской без осадочного чехла в состоянии изостатического равновесия; в—Южно-Каспийской после компенсации отрицательной изостатической аномалии в 240 мгл. АБ—уровень изостатической компенсации.

Для Южно-Каспийской впадины расчеты принципиально не меняются, но отрицательные изостатические аномалии, свидетельствующие о ее погруженном состоянии, которое, по-видимому, вызвано динамическим эффектом надвигания прилегающих структур, усложняют их. Исходя из численных значений гравитационных аномалий, можно приближенно оценить величину погружения по формуле [19]:

$$\Delta g = 2\pi f \Delta \rho h, \quad (3)$$

аналогично тому, как это делалось в работе [8], где  $\Delta \rho = \rho_a - \rho_w = 2,3 \text{ г/см}^3$  при  $h = 1 \text{ км}$ . Для  $\Delta g = -100 \text{ мгл}$  величина погружения  $h = 1 \text{ км}$ , для  $\Delta g = -240 \text{ мгл}$  величина погружения  $h = 2 \text{ км}$ . Можно написать

$$\rho_s h_s = \rho_w h_x + \rho_a (h_s - h_x) \quad (4)$$

для величины погружения в 1 км ( $\Delta g = -100 \text{ мгл}$ ) и

$$\rho_s h_s = \rho_w h_x + \rho_a (h_s - h_x - 1) \quad (5)$$

для величины погружения в 2 км ( $\Delta g = -240 \text{ мгл}$ ), где  $\rho_s = 2,35 \text{ г/см}^3$  (скорость продольных сейсмических волн в осадочной толще Южно-Каспийской впадины, как и в осадочной толще Черноморской, не пре-



вышает 3,5 км/сек [2], что дает основание считать плотность осадков Южно-Каспийской впадины не превышающей плотности осадков Черноморской впадины);  $h_0 = 20$  км; глубина Южно-Каспийской впадины  $\approx 1$  км.

Для первого случая возраст коренного ложа впадины равен 275 млн. лет, для второго—154 млн. лет.

Надо отметить, что формула (1) не учитывает фазового перехода в астеносфере, вызванного возрастанием давления утяжеляющейся литосферы на астеносферу в направлении от срединно-океанических хребтов. Учет этого явления для больших отрезков времени (60—80 млн. лет и более) приводит к уменьшению коэффициента, взятого в этих расчетах равным 0,35, и, соответственно, удревнению возраста океанической литосферы.

Таким образом, приведенные выше расчеты и соображения позволяют нам отнести Черноморскую и Южно-Каспийскую впадины к древним образованиям, по-видимому, триасового возраста, что позволяет считать их реликтами мезозойского океана Тетис. С этой точки зрения представляет интерес вопрос динамического взаимодействия впадин с прилегающими структурами.

В юрской эпохе (лейас-байос) в Горном Крыму формировались разнообразные по составу породы известково-щелочной серии [9], происхождение которых связано с процессами субдукции. Признаками, указывающими на субдукцию в более молодые эпохи, мы не располагаем. Но в настоящее время ряд геофизических признаков, таких, как характер распределения гравитационных аномалий в свободном воздухе и изостатических аномалий на профиле, пересекающем Горный Крым и Черноморскую впадину ортогонально простиранию Крымских структур, аналогичный характеру их распределения в системах островная дуга-желоб; пояс максимального выделения упругой энергии, расположенный между невулканической грядой и осью предполагаемого по минимуму изостатической аномалии желоба; повышенные значения теплового потока в тылу Крымских гор, область которых занимает в островных дугах положение вулканических гряд, позволяет предполагать здесь современную зону субдукции [17]. Это предположение подтверждается воздыманием Горного Крыма против действия изостазии, существованием здесь сейсмофокальной зоны, которая падает под Горный Крым под углом около  $60^\circ$  до глубины около 40 км [5] и морфологически выражена вергентностью складок Южнобережного и Туакского поднятий в сторону моря [13].

Полагая, что складки осадков Крымского континентального склона сформировались за счет горизонтального сжатия осадочного чехла в результате субдукции субокеанической литосферы Черноморской впадины под Горный Крым, Ушаков и др. [18] определили скорость субдукции за последние 10 млн. лет около 0,1 см/год. В расчетах не учитывалось затягивание осадков в зону Беньофа. Если полагать, что современная зона субдукции зародилась в новейшем тектоническом этапе (10—



12 млн. лет тому назад) и погрузилась за это время до глубины 40 км, то скорость субдукции получается равной 0,4—0,5 см/год. Если же последнее предположение неверно, то отсутствие землетрясений с залеганием гипоцентров глубже 40 км можно, по-видимому, объяснить тем, что из-за низкой скорости поддвига сколовые напряжения, возникающие в повышенных Р-Т условиях, релаксируются, не накапливаясь до необходимых для землетрясений количеств. Таким образом, приведенные факты и соображения позволяют предполагать субдукцию Черноморской субокеанической плиты под активную континентальную окраину Горного Крыма.

Граница Апшеронского порога с Южно-Каспийской впадиной проходит по восточному отрезку Крымско-Копетдагской шовной зоны. По данным профильных исследований МТЗ, в районе полуострова Челекен и Туркменского залива [7] выявлен глубинный разлом северо-западного простирания с падением на север или северо-восток, являющийся швом между Туранской платформой и Южно-Каспийской впадиной. По почти параллельному профилю МТЗ профилю ГСЗ, расположенному восточнее, этот же разлом прослеживается по поверхности Конрада и Мохоровичича с тем же наклоном на север или северо-восток [25]. По данным Б. А. Харикова [21], базальтовый слой Прибалханской депрессии погружается на большую глубину и, возможно, уходит под континентальную кору Большого Балхана. Граница между Южно-Каспийской впадиной и продолжающимися ее депрессиями с прилегающими с севера поднятиями выражена, как и на Большом Кавказе, разломом с падением под поднятия, по которому происходит пододвигание впадины. Распределение изостатических гравитационных аномалий близко к распределению их в системах островная дуга-желоб и приуроченность очагов происходящих здесь землетрясений к зоне разлома подтверждает это предположение.

С юга Южно-Каспийская впадина огибается горным сооружением Эльбурса. Центральная зона Эльбурса ограничена с севера плиоценовым надвигом с падением на юг, по которому горное сооружение надвигается на расположенный севернее прогиб. Вдоль северного фронта надвига складки прогиба опрокинуты на север [24]. Центральная зона сооружения испытала наибольшее воздымание в неотектоническую стадию. Толщи, слагающие зону, смяты и разбиты разрывами. Среди разрывов наиболее часты взбросы и крутые надвиги.

В процессе сжатия в осевой части Эльбурса деформированы миоценовые красноцветы и плиоцен-плейстоценовые отложения по периферии [20]. Вулканы новейшего этапа Эльбурса представлены известково-щелочными и щелочными сериями плейстоцен-голоценового возраста, происхождение которых связано с процессами субдукции [27]. Вулканизм Эльбурса продолжается до современности в виде фумарольной деятельности вулкана Демавенд. Среднефокусные землетрясения, зарегистрированные здесь, подтверждают существование зоны субдукции.

Приведенные доводы свидетельствуют о пододвигании Южно-Кас-



пийской впадины под континентальную окраину Эльбурса, которое происходит с большей скоростью, чем пододвигание впадины под северные поднятия, на что указывают как более четкая морфологическая выраженность активной континентальной окраины Эльбурса, так и более высокая сейсмичность ее по отношению к зонам северного обрамления впадины.

Таким образом получается, что поглощение океанической литосферы мезозойского океана Тетис, сохранившегося в виде реликтов-Черноморской и Южно-Каспийской впадин, продолжается в современности. Столкновения континентальных масс в срединном отрезке Альпийско-Гималайского пояса, по-видимому, замедлили процессы субдукции, что позволило впадинам сохраниться в современном виде.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР,  
Институт океанологии  
АН СССР

Поступила 26.VIII.1980.

Ա. Ն. ՎԱՐՔԱՊԵՏՅԱՆ, Օ. Գ. ՍՈՐՈԿԻՆ

## ՍԵՎՅՈՎՅԱՆ ԵՎ ՀԱՐԱՎԿԱՍՊԻԱԿԱՆ ԻՋՎԱԾՔՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

### Ա Մ Փ Ո Փ Ո Վ

Ելնելով լիթոսֆերային սալերի տեկտոնիկայի տեսության դիրքերից և հաշվի առնելով այն հանդամանքը, որ Սևծովյան և Հարավկասպիական իջվածքների ենթաօվկիանոսային լիթոսֆերան առաջացել է ուֆտային գոտիներում, իջվածքների հասակը, ըստ հաշվարկների, ստացվում է մոտ 200 մլն տարի: Սևծովյան իջվածքի համար ստացված հին հասակը հաստատվում է նաև նստվածքակուտակման արագությունների վերաբերյալ եղած տվյալներով:

Իջվածքների ժամանակակից փոխադրեցությունը նրանց կից կառույցների հետ արտահայտվում է իջվածքների օվկիանոսային լիթոսֆերայի հետագա կլանմամբ մայրցամաքային բարձրացումների տակ խորասուզվող սուբդուկցիայի դոտիներում: Սուբդուկցիայի երևույթների դանդաղեցումը մայրցամաքային ղանգվածների բախման պատճառով Ալպիական-Հիմալայան գոտու միջին հատվածում, ըստ երևույթին, հնարավորություն է տվել իջվածքներին պահպանվել ժամանակակից տեսքով:

A. N. VARDAPETIAN, O. G. SOROKHTIN

## ON THE AGE OF BLACK SEA AND SOUTH CASPIAN BASINS

### Abstract

The age of Black sea and South Caspian basins is considered from a position of plate tectonics. The suboceanic type of lithosphere of these basins shows their being generated in the rift zones, consequently,



using the well-known relationship between the ocean original floor depth of occurrence and its age, it is possible to determine the age of basin. Suitable calculations show an age of about 200 mln years, which is in accordance with the Black sea sedimentation velocities data.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. Геотектоника, № 1, 1974.
2. Аксенович Г. И., Аронов П. Е., Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракишви Р. М. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд. АН СССР, М., 1962.
3. Артемьев М. Е. Проблемы изостазии внутренних и окраинных морей территории СССР. Сб. «Земная кора окраин материков и внутренних морей». «Наука», М., 1975.
4. Гамильтон Э. Л. Возраст океанических бассейнов и первоначальные мощности донных осадков. Сб. «Рельеф и геология дна океанов» Изд. «Прогресс», 1964.
5. Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Некоторые данные по сеймотектонике Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геол., 22, вып. 3, 1947.
6. Земная кора и история развития Черноморской впадины. «Наука», М., 1975.
7. Кругляков В. В., Круглякова Г. И. Строение земной коры и верхней мантии в пределах Южного и Среднего Каспия. В сб. «Земная кора окраин материков и внутренних морей». «Наука», М., 1975.
8. Лобковский Л. И. Квазиупругий изгиб океанической плиты перед зоной поддвига. В сб. «Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига)» Изд. Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, М., 1976.
9. Макаров Н. Н. К вопросу о формационной принадлежности продуктов магматической деятельности Горного Крыма в связи с их петрохимическими особенностями. Сб. «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне». Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканологическому совещанию. Изд. Львовского ун-та, Львов, 1969.
10. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», М., 1968.
11. Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. Геотектоника, № 5, 1972.
12. Николаев Н. И. Новейшая тектоника Черного моря и проблемы развития земной коры. В сб. «Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии». «ЭЛМ», Баку, 1970.
13. Расцветаев Л. М. Горный Крым и Северное Причерноморье. В сб. «Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР». «Наука», М., 1977.
14. Росс Д. Черное море. Геология континентальных окраин. «Мир», М., 1979.
15. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. «Наука», М., 1974.
16. Сорский А. А. О причинах отсутствия «гранитного слоя» в осевой части Черного моря и в Южно-Каспийской впадине. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 3, М., 1966.
17. Ушаков С. А., Иванов О. П. Геодинамическая природа нарушений изостазии в Крымско-Кавказском регионе. В сб. «Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит)» Изд. АН СССР, Институт океанологии им. П. П. Ширшова, М., 1977.
18. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., Иванов О. П. Природа складчатости осадков на дне Черного моря в зоне перехода к Крыму и Кавказу. Докл. АН СССР, 233, № 5, 1977.



19. Федынский В. В. Разведочная геофизика. «Недра», М., 1968.
20. Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Ст. 2., Вестник МГУ, № 1, 1969.
21. Хариков Б. А. Новые данные о глубинном строении Прибалханской депрессии и природе формирования складок, развитых в ее пределах. Морская геология и геофизика, вып. 2. «Недра», Л., 1971.
22. Чекунов А. В., Рябцин Л. И. Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее геотектонические особенности в неогене и антропогене. Геофизический сборник АН СССР, «Наукова думка», Киев, вып. 39, 1971.
23. Шлезингер А. Е. Черноморская впадина—глубочайший молодой провал на поверхности Земли. Природа, № 5, 1978.
24. Штёклин И. Северный Иран: горы Эльбурс. В кн. «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. I. «Мир», М., 1977.
25. Юнов А. Ю. О тектонике Апшеронского порога и прилетающей части Южно-Каспийской впадины. В сб. «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающей территории». ГОСИНТИ, 1961.
26. Dewey J. F., Pittman I. W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, 10, 1973.
27. Jung D., Kursten M. O. C. and Tarkian. Post-Mesozoic volcanism in Iran its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In the „Afar between Continental and Oceanic Rifting“. Int. Un. Comm. Geodyn. Sci. Rep. № 16, Stuttgart, 1976.



УДК 553.89(479.25)

В. Б. СЕПРАНЯН, С. Ш. САРКИСЯН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ БИРЮЗЫ В АРМЕНИИ

Охарактеризованы основные геологические предпосылки поисков месторождений бирюзы в Армении. Они, в целом, свидетельствуют о возможности обнаружения в Армении новых месторождений бирюзы и, в первую очередь, техутского и кураминского типов. Выделены конкретные перспективные площади для опоскования.

Бирюза классифицируется как драгоценный камень IV порядка [5], широко используемый в ювелирной промышленности. Спрос на бирюзу постоянно возрастает, значительно превышая предложения.

Основными поставщиками этого минерала на мировой рынок являются Иран (Нишапур, Дамгхан и др.), США (Кертленд, Вилла-Гроув, Ла-Хара, Бурро-Маунтин, Церрильос, Ледвилл, Хачита и др.) и, по-видимому, КНР.

Бирюзовые месторождения в СССР известны в Средней Азии, в основном, в Узбекистане (Аякаши, Ауминза, Кальмакыр и др.), а также в Казахстане, Таджикистане и на Кавказе.

В Армении голубой камень выявлен впервые в 1974 г. при детальном опосковании группы медно-молибденовых проявлений Техутского рудного поля (Алавердский рудный район).

Геологические и аналитические результаты, полученные ранее [8, 9], а также сведения, собранные в последнее время, позволяют обсудить вопрос о перспективности территории республики для поисков новых месторождений бирюзы.

*Геолого-промышленные типы месторождений  
бирюзы*

Месторождения бирюзы в СССР и за рубежом залегают среди разнообразных магматических и осадочно-метаморфических пород различного возраста. По данным Т. И. Менчинской [6, 7], Д. Синканкаса [13], Е. Я. Киевленко с соавторами [5] и других исследователей, преобладающее большинство этих объектов располагается в позднепалеозойских и мезокайнозойских складчатых областях в ассоциации с образованиями порфировой формации.

Первая классификация месторождений бирюзы в СССР предложена А. Ф. Схедко [11], выделившим три типа:

I—связан с разрушенными гидротермальными водами или выветриванием кислых изверженных пород, богатых щелочными полевыми шпа-



тами, апатитом и медьсодержащими минералами. Породы обычно сильно каолинизированы, а иногда и серпентинизированы;

II—локализован в осадочных и метаморфических породах вблизи контакта с изверженными породами;

III—приурочен к осадочным породам, преимущественно к песчаникам и сланцам и видимой связи с изверженными породами не имеет.

Классификация генетических типов месторождений и проявлений этого минерала «по источнику фосфора и меди и геологическим особенностям образования» составлена С. Т. Бадаловым и И. О. Исламовым [2]. В этой классификации, как и в предложенной несколько позднее В. Х. Клявиным, выделен тип месторождений в линейных зонах окисления сульфидных месторождений. По мнению В. Х. Клявина, классификация месторождений бирюзы должна быть основана «на геохимической специализации вмещающих пород независимо от типа пород и их генетической принадлежности».

Е. Я. Киселенко, Н. Н. Сенкевич и А. П. Гаврилов [5] полагают, что все месторождения бирюзы имеют экзогенное инфильтрационное происхождение и соответствуют двум промышленно-генетическим типам:

I—месторождения с рассеянной рудной минерализацией без зоны вторичного сульфидного обогащения и II—месторождения с интенсивной рудной минерализацией с развитой зоной вторичного сульфидного обогащения.

Геолого-промышленные типы месторождений бирюзы выделены впервые Т. И. Менчинской [7], по мнению которой все месторождения СССР принадлежат к единой гидротермально-метасоматической генетической группе и, в зависимости от состава вмещающих пород, объединяются в три типа:

I—месторождения в магматических породах порфировой формации (кураминский тип); II—месторождения в осадочно-метаморфических толщах (кызылкумский тип), в том числе залегающие в зоне контакта с интрузивными породами (таушанский подтип); III—проявления бирюзы в зонах окисления рудных месторождений (кальмакырский тип).

К месторождениям I типа относятся расположенные в Кураминском горном массиве Бирюзакан, Унгурлик, Ак-Турпак, Шаугаз и ряд других. Эти месторождения контролируются зонами тектонических нарушений, рассекающими эффузивные породы среднего карбона—нижнего триаса. Бирюза тесно ассоциирует с участками развития низкотемпературных метасоматитов, которые выделяются, прежде всего, осветлением и ожелезнением.

Неотъемлемым элементом бирюзоносных полей являются кварцевые жилы и прожилки, пустоты которых часто выполнены бирюзой, как бы «впаянной» в кварц, и другими поздними минералами [6].

Прожилки «голубого камня» наблюдаются также в измененных эффузивах в пределах кварцево-жильных зон, выполняя короткие, ветвящиеся трещины. Мощность их в метасоматитах несколько больше, чем в кварце и достигает 1—2 см, но бирюза здесь более низкого качества.



На месторождении Бирюзакан, приуроченного к кварцевым порфирам, «продуктивный горизонт» находится на глубине 3—20 м: выше минерал ожелезнен и выщелочен, ниже — сильно каолинизирован.

К этому же типу относятся, по-видимому, большая часть месторождений США и крупнейшее в мире месторождение Нишалур, расположенное в северо-восточной части Ирана (провинция Хорасан). Нишапурская бирюза в виде плотного криптокристаллического агрегата голубой, голубовато-зеленой, зеленой окраски выполняет пустоты и трещины в кислых вулканитах [12].

Месторождения II типа включают многочисленную группу в Центральном Кызылжуме и хребте Султан-Уиздаг. Отдельные такие месторождения и проявления известны и в других районах Средней Азии и Казахстане. В настоящее время в Центральном Кызылжуме насчитывается 27 месторождений и проявлений бирюзы из 37, известных на территории Узбекистана. Они в подавляющей массе отработаны и устанавливаются только по отвалам древних выработок и случайно оброненным древними рудокопами сбломкам бирюзы [10].

Минерализованные площади здесь занимают несколько квадратных километров и обычно совмещаются с полями развития кварцево-жильных зон в породах палеозоя; последние представлены песчаносланцевыми кремнистыми и карбонатными отложениями.

Наиболее качественная бирюза тяготеет к тектонически проработанным горизонтам кремнистых сланцев или других плотных пород преимущественно кислого состава [10]. Для сланцевых пачек характерно обогащение углистым веществом, частично или нацело превращенным в графит. Бирюзоносные породы, независимо от их литологического состава, содержат следы гидротермального изменения: графитизацию, кварцевание, сульфидизацию и др.

Некоторые проявления бирюзы располагаются вблизи или непосредственно в зонах контактового ороговивания (Таушан, Каратау и др.).

В пределах бирюзоносных полей часто развиты маломощные дайки диоритового и лампрофирового состава. Дайки иногда пересекаются прожилками бирюзы (проявление Джаман-Каскыр).

Формы самой бирюзы различны: в мягких дробленных породах — это бобовины, горошины, желвачки; по трещинам в кремнистых сланцах — корочки, примазки; в кварце — изометричные образования. Вкрапленные, узорчатые и паутинные разновидности характерны для сильно перемятых, брекчированных и почти не затронутых выветриванием графитизированных кварцитов и сланцев и отличаются красивым рисунком. Кроме фосфата развиваются также пирит, халькопирит, алунит, каолинит, галлуазит и другие.

В кварцевых жилах бирюза образует выделения размером до 10 см и более в поперечнике, которые слагают основную массу ювелирной разновидности; в гидротермально измененных породах качество минерала низкое.



Зона поверхностного изменения бирюзы в месторождениях кызылкумского типа обычно составляет 1—1,5 м; несколько ниже этого уровня, на глубине 5—15 м, бирюза обладает всеми присущими ей физическими свойствами.

Относительно изученным представителем месторождений III типа являются бирюзоносные зоны в Кальмакырском медно-молибденовом месторождении [7]. Локализованы они в верхней части массива сиенитовых пород, интродуцированного Кальмакырским штоком гранодиорит-порфиров. Бирюза приурочена к зонам осветленных мегасоматитов с четко развитой системой альпийских трещин широтного простирания, являющихся более поздними по отношению к структурам, контролирующим рудную минерализацию.

На верхних уровнях, примерно до глубины 40 м, бирюза развита в виде корочек и примазок, окрашенных в зеленовато-голубые тона. И чем сильнее изменены гипергенными процессами вмещающие породы, тем худшего качества бирюза. На сравнительно глубоких уровнях (80—90 м) бирюза тесно ассоциирует с сульфидами, галлуазитом и алунитом, тяготея к зонам гидротермального изменения и осветления в сиенитовых диоритах и к кварцевым прожилкам в них.

К кальмакырскому типу в Средней Азии отнесены также Ухум и др. [6]. В Грузии бирюза выявлена в измененных фельзитовых туфах кровли Маднеульского медноколчеданного месторождения [4]. За рубежом наиболее интересны в этом отношении медно-порфировые и полиметаллические месторождения МНР (Эрдентун-Обо), США (Касл-Дсум, Глоуб, Бингхем и др.), Чили (Чужикамата), КНР. На указанных объектах бирюза часто извлекается как попутный компонент при разработке рудных залежей.

По данным большой группы исследователей [2, 7, 10 и др.], в Среднеазиатской бирюзоносной провинции промышленное значение принадлежит кураминскому и кызылкумскому типам.

#### *Условия локализации бирюзы в Техутском месторождении*

Техутское рудное поле расположено на юго-восточном склоне Алавердской брахиантиклинали, сложенной вулканическими и осадочными породами юры и, частично, палеогена. Значительную его часть занимают гранитоиды Шнох-Кохбского массива, относящегося к числу крупных неокомских интрузивов Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Малого Кавказа.

В рудном поле вулканогенная толща сложена эффузивами и пирокластитами андезитового и реже—диабазового и дацитового состава. В форме даек, силлов и некков присутствуют образования субвулканической и жерловской фаций, по петрохимическому составу соответствующие эффузивным аналогам.

Массив гранитоидов сложен образованиями двух фаз: 1) кварцевыми диоритами и гранодиоритами и 2) небольшими штокообразными те-



лами мелкозернистых гранитов, залегающими среди кварцевых диоритов.

Породы главной интрузивной фации представлены роговообманково-биотитовыми и биотитовыми кварцевыми диоритами; в эндоконтактовой зоне развиты пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые кварцевые диориты и порфирированные гранодиориты.

Широко развиты отщепленные и самостоятельные серии дайковых пород: пегматиты, гранит-и гранодиорит-порфиры, диориты, кварцевые диориты, диабазовые и габбро-диабазовые порфириты, керсантиты и др.

В центральной части рудного поля на контакте гранитоидов и вмещающих их вулканитов расположен некк диаметром около 900 м. Изометрическая форма его усложнена большим количеством крутых апофиздзек, выполняющих радиальную систему трещин. В краевой части некка фиксируются взрывные и лавовые брекчии кислого состава; сложены они преимущественно обломками кварцевых диоритов и вулканических пород, сцементированных туфовым и лавовым материалом. Центральная часть тела и его апофизы-дайки сложены порфиритами дацитового и дацит-липаритового состава.

Гранитоиды и вулканиты разбиты сериями протяженных разрывов субмеридионального и северо-восточного направлений. Наиболее значительные из них расположены к северо-западу и юго-востоку от некка и представлены дугообразно обрамляющими некк зонами интенсивно дробленных, перемятых пород со следами скольжения и глинистой приращения.

Гранитоиды интенсивно гидротермально метаморфизованы; разноориентированные трещины в них выполнены кварцево-сульфидной массой и обособляются в полукольцевую рудоносную штокверковую зону, частично проникающую в породы эндоконтакта некка.

На месторождении проявлена вторичная зональность, представленная следующими основными зонами (сверху—вниз): выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и первичных руд (30—400 м), сложенных кварцем, серицитом, ангидритом, пиритом, халькопиритом, молибденитом и др. Характеристика рудослагающих гипогенных ассоциаций приведена авторами ранее [9].

Минерализованные бирюзой породы отличаются, прежде всего, резким осветлением. Независимо от первоначального состава, они представлены кварц-каолинитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-каолинит-гидрослюдистыми и каолинит-метагаллуазитовыми метасоматитами с небольшим количеством апатита, цеолитов, карбонатов и др.

Скопления бирюзы приурочены к разрывам субширотного, реже—северо-восточного и северо-западного направлений и имеют форму жил и прожилковых зон сложного строения; встречены также вытянутые линзообразные тела, маломощные неясной морфологии «узлы» брекчирования и т. д. Размеры бирюзоносных тел составляют десятки, иногда первые сотни метров при мощности 1—3, реже—6—7 м; глубина распространения их составляет 80, реже 110—120 м.



Морфология выделений бирюзы разнообразна: прожилки, гнезда, корочки, вкрапления, горошины, желваки и т. д. Округлые выделения в поперечнике достигают 40—50 мм; протяженность отдельных прожилков, обычно круто залегающих и согласных с общим простиранием зоны, составляет от первых десятков сантиметров до нескольких метров при мощности 1—10, реже 20—40 мм.

Выделения бирюзы на своих поверхностях содержат следы скольжения: штриховку, канавки и др. О постбирюзовых подвижках свидетельствуют также разрывы сплошности отдельных прожилков и зон с амплитудой смещения до нескольких метров. Швы смещающихся разрывов фрагментарно минерализованы мелкокристаллическим кварцем, пиритом, цеолитами и др.

Распределение минерала в скоплениях неравномерное, причем наиболее высокие концентрации наблюдаются в случаях, когда бирюза цементирует раздробленные окварцованные и цеолитизированные породы. Плотная голубая разновидность бирюзы концентрируется в основном на глубинах 20—60 м в слабо сульфидизированных кварц-серицит-каолинитовых метасоматитах и секущих их кварцевых прожилках. На поверхности и иногда до глубины 20—30 м минерал неустойчив, легко разрушается, изменяет окраску до зеленой, серо-зеленой, буро-желтой, белой. Светлоокрашенные разновидности часто рыхлые, маркше, в них порой трудно диагностировать бирюзу.

Изучение микротвердости минерала свидетельствует о существенной анизотропии свойств ( $183,5—520,9 \text{ кг/см}^2$ ) и соответствии наиболее высоких значений этого параметра голубой разновидности. Характеристика других физических свойств минерала, а также вопросы генезиса детально изложены авторами ранее [8]. Бирюза входит в состав метагаллуазит-цеолит-кварцевой ассоциации, по-видимому, сформированной в наиболее позднюю фазу гидротермального минералообразования, и отделенную от ранней—кварц-ангидрит-сульфидной—внедрением диабазовых даек.

Нижний возрастной предел формирования бирюзовой минерализации принимается как ранний неогком.

#### *Критерии и перспективы обнаружения новых месторождений*

Оценивая перспективы бирюзоносности территории Армении в целом, прежде всего следует отметить, что Техутское месторождение было выявлено попутно при проведении детальных поисковых работ на медно-молибденовое и медное оруденение. Поэтому нам представляется, что организации поисков бирюзы должна предшествовать специальная переоценка ранее известных сульфидных месторождений и рудопроявлений. Окончательное же уточнение перспектив конкретных районов будет исходить из анализа предварительных результатов, полученных в ходе проведения геологических изысканий. Такой вывод полностью со-



гласуется с постановлением коллегии Министерства геологии СССР от 23.11.72 г. (приказ Мингео СССР от 08.12.72 г., № 579) о развитии поисковых месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней при проведении геологической съемки и геологоразведочных работ на другие полезные ископаемые.

В условиях Армении наиболее перспективным геолого-промышленным типом ожидаемых месторождений бирюзы, по убеждению авторов, является техутский, (кальмакырский). Особенности локализации месторождений этого типа позволяют рекомендовать в качестве первоочередных площади рудных полей большой группы сульфидных месторождений и рудопроявлений (Каджаран, Дастакерт, Гехи, Шикахох, Кафан, Газма, Алаверди, Шевут и др.). Отметим, что определенный интерес в отношении бирюзонности представляют и рудоносные площади сопредельных районов Грузии (Маднеульско-Поладаурокая рудная зона) и Азербайджана (Кедабекский, Чирагидзорский и др.).

Среди рудных полей наиболее перспективными представляются Техутское, где могут быть выявлены новые участки промышленных скоплений бирюзы (юго-западный, южный и восточный фланги месторождения и прилегающие к ним площади), а также другие месторождения и проявления медно-молибденовых руд.

В рудных полях следует подвергнуть специальному минералогическому петрографическому изучению зоны крупных разрывных структур, роль которых в локализации сульфидного оруденения весьма вероятна. Из оперяющих разрывов интересны, в первую очередь, те, которыми контролируются низкотемпературные метасоматиты и кварцево-жильные зоны. В этих участках, на фоне общего «осветления» наблюдаются пятна и чередующиеся полосы пестроокрашенных пород, содержащих вторичную минерализацию. При осмотре зон тектонически проработанных и измененных пород должны фиксироваться прямые и косвенные признаки бирюзонности. В этом аспекте следует учитывать, что бирюза в условиях зоны гипергенеза сульфидизированных пород крайне неустойчива и по окраске и твердости отличается от разности, не затронутой этими процессами. Поэтому специальному изучению подлежат вторичные минералы меди, которые часто неотличимы от сходной с ними бирюзы зеленой окраски.

При проведении геохимических поисков внимания заслуживают зоны и площади сульфидизированных низкотемпературных метасоматитов, характеризующихся аномальными содержаниями фосфора, меди, молибдена. В отдельных случаях развитие в рудных полях гидротермальной золоторудной минерализации также может рассматриваться в качестве косвенного поискового признака на бирюзу. По данным Ю. К. Смолина, пространственная связь бирюзы с золотом в месторождениях Узбекистана отмечается очень часто.

Проведение геохимических исследований и, в первую очередь, купрофосфорометрической съемки с последующей проверкой перспективных



аномалий горными выработками позволяют сократить сроки и объемы поисковых работ.

Как показано авторами на примере Техутского месторождения, ее связь с проявлениями вулканогенного сульфидного рудообразования вполне вероятна. Поэтому в каждом конкретном случае необходимо определять глубину эрозионного среза, поскольку бирюза формируется исключительно в близповерхностных условиях.

Перспективы выявления месторождений бирюзы кураминского типа связаны, как указывалось выше, с породами порфировой формации. В Армении широко представлены разнообразные тела порфировых пород умеренно кислого и кислого состава, нередко сопровождаемые полями и зонами низкотемпературных метасоматитов. На площадях их развития, характеризующихся аномальными концентрациями апатита, по-видимому, могут ожидать месторождения высококачественной бирюзы.

Возможности обнаружения в республике объектов кызылкумского типа в целом ограничены из-за незначительности объемов развития здесь песчано-сланцевых отложений палеозоя [1]. Вместе с тем следует отметить, что в отдельных местах эти породы интенсивно графитизированы (Кафан, Апаран, Бжни и др.) и поэтому подлежат опосредованно во вторую очередь в месторождениях этого типа, обычно характеризующихся малыми количествами сульфидов или их полным отсутствием, бирюза сохраняется значительно лучше.

Таким образом, геологические предпосылки свидетельствуют о возможности обнаружения на территории Армении новых месторождений бирюзы, и, в первую очередь, техутского и кураминского типов. Положительное решение этой проблемы связано с расширением поисковых работ и будет содействовать дальнейшему обеспечению сырьем ювелирной промышленности республики.

ЕОМЭ ВНИИГЕОЛНЕРУД,  
МИНГЕО СССР

Поступила 15.IV.1980

Վ. Բ. ՍԵՐԱՆՅԱՆ, Ս. Շ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻՄ ՓԻՐՈՒՅԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՈՐՈՆՄԱՆ  
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԵՎ ԱԿՏՐՅԱԿՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Հողփածումը բնութագրված էն Հայաստանում փիրուզի հանքավայրերի որոնման հիմնական երկրաբանական նախադրյալները: Դրանք վկայում են Հայաստանում փիրուզի նոր, և առաջին հերթին թեղուտի և կուրամինյան տիպի հանքավայրերի հայտնաբերման հնարավորության մասին: Որոնումների համար առանձնացված են որոշակի հեռանկարային տարածքներ:



GEOLOGICAL PRECONDITIONS FOR TURQUOISE  
PROSPECTING IN ARMENIA

Abstract

The main geological preconditions for turquoise prospecting in Armenia are characterized in this paper. These preconditions testify to the possibility of finding the new turquoise deposits in Armenia, especially those of teghut and kuramln types. The concrete prospective areas are indicated for turquoise searching.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аслинян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Бадалов С. Т., Исламов И. О. О геолого-геохимических особенностях месторождений бирюзы Средней Азии. Докл. АН Уз. ССР, № 1, 1970.
3. Банк Г. В мире самоцветов «Мир», М., 1979.
4. Гавахария Г. В., Назаров Ю. И. Бирюза из месторождения Маднеули (Грузинская ССР). Минералогический сборник Львовского геологического общества, № 16, 1962.
5. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. И. Геология месторождений драгоценных камней. «Недра», М., 1974.
6. Менчинская Т. И. Новые данные о генезисе бирюзы Средней Азии. Советская геология, № 8, 1971.
7. Менчинская Т. И. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней, вып. 2, Бирюза, М., 1974.
8. Сейранян В. Б., Саркисян С. Ш. Бирюза из Армении. Советская геология, № 2, 1976.
9. Сейранян В. Б., Саркисян С. Ш. Новый тип медно-молибденового оруденения на Малом Кавказе (Северная Армения). Советская геология, № 8, 1977.
10. Смолин Ю. К. Бирюза Центрального Кызылкума. В кн. «Геология, петрология и минералогия эндогенного оруденения Средней Азии». Недра, М., 1972.
11. Соседко А. Ф. Бирюза. В кн. «Неметаллические ископаемые СССР», т. 72. Изд-во АН СССР, 1943.
12. Ahmad Khorassani and Munsour Abedini. A new study of turquoise from Iran. Mineral. mag., 1976, v. 40, № 314.
13. Sinkanskas J. Gemstones of North America. D. van. Nostrand company, New York, 1959.



УДК 551.49(479.25)

С. М. АРУТЮНЯН, Р. Б. ЯДОЯН

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГИДРОГЕОЛОГИИ  
АГВЕРАНСКОГО МАССИВА

В Агверанском районе производились буровые работы, которые сопровождались гидрогеологической съемкой и изучением общих гидрогеологических закономерностей. Было опробовано 33 выхода пресных вод, связанных в основном с андезито-базальтовыми и трахи-андезитовыми лавами, распространенными в водораздельных частях. В отдельных случаях наблюдаются локальные, концентрированные выходы пресных вод, связанных с карбонатными породами. Скважины фонтанировали высококачественной пресной водой, которая может использоваться для водоснабжения.

Результаты проведенных работ приводят к выводу, что в районе Агверана нет значительных запасов минеральных вод, а пресные воды есть там, где известняки залегают на водонепроницаемых кварцевых диоритах или метаморфических сланцах.

Очевидно надо предполагать, что крупные запасы воды накоплены также в нижних горизонтах агверанской свиты.

Морфологически участок характеризуется молодым, резко расчлененным эрозийным рельефом, выработанным в породах нижнего палеозоя, мела и эоцена. Участок представляет собой синклинальную складку, северо-западное продолжение Арзаканской антиклинали и входит в пределы Арзаканского гидрогеологического массива.

Стратиграфический разрез начинается агверанской свитой, занимающей значительную площадь в бассейне верхнего течения реки Далар, правого притока реки Раздан. Свита, относимая к силуру (ордовик?), и имеющая мощность 700 м, сложена метаморфизованными порфиритами. Часто порфириты содержат прослойки и линзы белых и розовых мраморов.

Отложения верхнего мела (турон, коньяк), с большим угловым и азимутальным несогласием, трансгрессивно залегают на размытой поверхности агверанской свиты. Они представлены базальными конгломератами и известняками, мощностью 100 м. Карбонатная толща, относимая к эоцену, залегают с небольшим угловым несогласием.

Отложения среднего эоцена сложены туфопесчаниками, фельзитовыми туфами, кварцевыми порфиритами, общей мощностью 215 м.

Мэотис-поит обнажается в верховьях р. Далар в виде узкого пояса и представлен липаритами, липарито-дацитами, обсидианами, перлитами. Верхний плиоцен—нижне-четвертичное время характеризуется излияниями андезито-базальтовых лав.

В районе развалин с. Агверан обнажается «щит» древних травертинов площадью, равной 0,4—0,5 кв. км при мощности 25—30 м.



К северу от с. Агверан метаморфическая свита прорвана интрузией микроклиновых гранодиоритов и кварцевых диоритов площадью 25 кв. км. Возраст дотуронский и внедрение относится к последней фазе герцинского тектонического этапа.

Естественных выходов пресных вод на Агверанском участке гидрогеологической съемкой зарегистрировано 33. В основном родники связаны с лавами, развитыми в пределах массива главным образом в приподнятых водораздельных частях. В лавовых образованиях сильно развита трещиноватость. Более важная роль при формировании подземных вод принадлежит эпигенетическим трещинам остывания, интенсивно прорезывающим всю мощность покрова. Трещины преимущественно свободны от продуктов выветривания, вследствие чего атмосферные осадки просачиваются в глубину лавовых покровов совершенно свободно.

Лавовые потоки сглаживают склоны, в водораздельных частях образуют нерасчлененные ровные поверхности; пологий рельеф, вместе с сильной трещиноватостью, обилием каменных россыпей, слабой задернованностью, способствует быстрой инфильтрации атмосферных осадков, образующих горизонт подлавовых вод, циркулирующих на контакте лав с подстилающими водоупорными породами.

После миграции, преимущественно в вертикальном направлении, подлавовые потоки выклиниваются у окончаний лавовых полей в виде многочисленных выходов с дебитом от 0,5 до 15 л/сек.

Выходы на поверхность ряда подобных родников отчетливо видны на схеме (1). Всего родников, связанных с лавами, — 28 с суммарным дебитом 45—50 л/сек. Общая минерализация 200 мг/л, температура — 4—8°C. Состав гидрокарбонатно-кальциевый.

Остальные родники связаны с карбонатными отложениями верхнего мела. Здесь формируется горизонт трещинно-пластовых вод, циркулирующих на контакте с подстилающими кристаллическими сланцами. Выпадающие в большом количестве (около 750 мм в год) атмосферные осадки инфильтруются в основном в породы, поверхностный сток которых небольшой. Чаще всего инфильтрующиеся воды не выходят на поверхность, так как мощность карбонатных пород значительна и водоупорный контакт их с метаморфическими сланцами расположен намного ниже местного базиса эрозии.

Движение подземных вод происходит также по зонам разрывных нарушений и внутриформационными межпластовыми отдельностями.

Дебит родников колеблется от 0,3 до 1,5 л/сек, но в отдельных случаях концентрируясь образуют крупные локальные выходы.

Родники, связанные с метаморфической толщей и другими породами, имеют характер небольших нисходящих, просачивающихся струей с дебитом 0,01—0,1 л/сек.

На Агверанском участке зарегистрирован 1 минеральный источник 84/250, выходящий из травертинов. Дебит — 0,1 л/сек, температура — 10°C.



Отмечается небольшое содержание углекислого газа. Общая минерализация—533 мг/л.

При такой гидрогеологической ситуации были пробурены 7 скважин. Первые скважины были заложены у естественного выхода минерального источника 84/250 и на травертиновом щите, рядом с пресным родником.

Учитывались также общие закономерности, характерные для Арзаканского ГГМ.

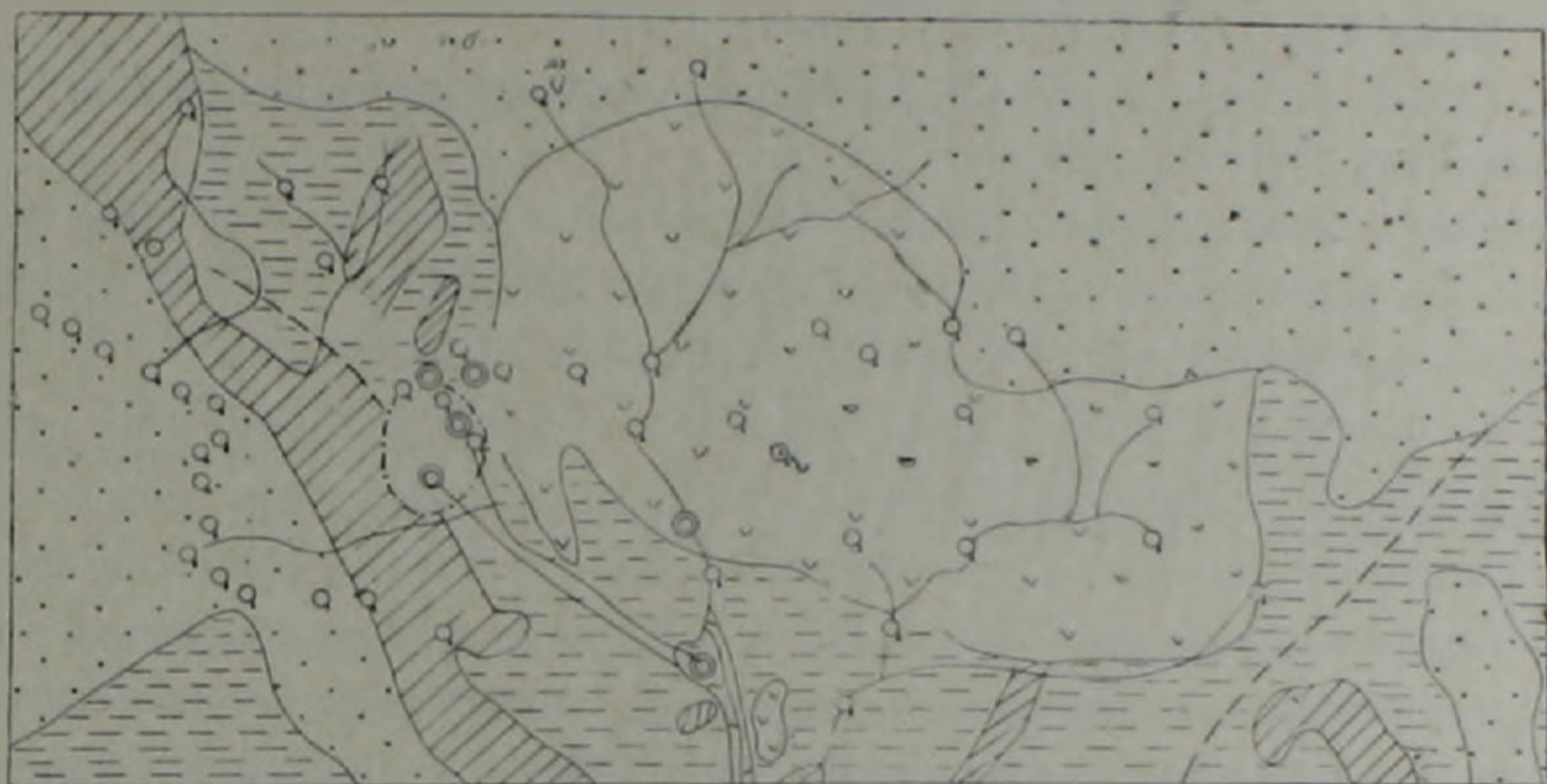


Рис. 1. Схематическая гидрогеологическая карта верхнего течения р. Далар. 1. Подрусловые воды аллювиально-делювиальных отложений. 2. Пресные и ультрапресные воды в лавовых образованиях (андезито-базальты, трахиандезиты, пемзовые песчаники, вулканические пеплы). 3. Трещинно-пластовые пресные воды отложений эоцена и мела (туфопесчаники, туфы, известняки). 4. Пресные грунтовые воды верхней зоны коры выветривания интрузивных пород. 5. Водоупорные кристаллические сланцы палеозоя. 6. Трещинно-жильные напорные воды. 7. Зоны тектонических нарушений. 8. Родники. 9. Скважины.

Скважина 9/67, глубиной 150 м, до глубины 13,5 м прошла по делювиальным отложениям. Интервал 13,5—150,0 м скважина прошла по метаморфизованным порфиритам, туфобрекчиям, туфопесчаникам, туфосланцам авгеранской свиты с инъекциями кварцевых диоритов. На глубине 115 м скважина начала изливаться слабо-минерализованной водой с дебитом 1,0 л/сек и температурой 12°С. При дальнейшей проходке изменений не произошло.

Химический состав:

Анионы	мг /	мг экв	мг экв %
Cl	29,34	0,83	5,30
SO <sub>4</sub>	49,38	1,03	6,58
HCO <sub>3</sub>	841,8	13,8	88,12
	<u>950,52</u>	<u>15,66</u>	<u>100,0</u>



Катионы	мг	мг/экв	мг экв
Na	89,47	3,89	24,84
Ca <sup>+2</sup>	161,74	8,04	51,34
Mg <sup>+2</sup>	44,86	3,69	23,56
Fe <sup>+3</sup>	1,0	0,04	0,24
Итого	296,47	15,66	100,0

H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>—52,0 мг/л, НВО<sub>2</sub>—3,0, рН—6,6

Жесткость общая (карбонатная)—11,73 мг/экв.

Сухой остаток мг/л—856,0. Общая минерализация мг/л—1271,99.  
Содержание углекислоты—1,1 г/л.

Скважина 21/68 была заложена на пологом плато у северного окончания травертинового щита. 1,8 м скважина проходила по травертинам, а затем вошла в валунно-галечные отложения 70 м мощности.

На интервале 70,0—93,0 м скважина вскрыла трещиноватые мраморизованные известняки. Интервал 93,0—106,0 м прошла по сильно измененным, разрушенным местами ороговикованным породам. 106,0—135 м трещиноватые известняки; 135,0—175,0 м измененные; местами разрыхленные (дрезва) кварцевые диориты; 175—200 м трещиноватые известняки, иногда плотные. Интервал 200,0—230,0 м кварцевые диориты, на 230—260 м чередующиеся пористыми, слабо трещиноватыми известняками. 260—300 м опять кварцевые диориты, плотные, слабо-трещиноватые, по которым скапливаются вкрапления пирита.

При глубине 75,0 м в скважине уровень воды поднялся и начался самозлив пресной воды с дебитом 0,4 л/сек, температура—13°C.

Через 10 м на глубине 85,0 м началось фонтанирование с дебитом 10,0 л/сек, температура—13°C. На глубине 105,0 м дебит воды увеличился до 10,5 л/сек, температура—13,8°C.

Первый водоносный горизонт 75—105 м приурочен к линзе мраморизованных известняков агверанской свиты, которые представляли собой аккумулярующие резервуары, дренирующие рыхлообломочные отложения. 0,0—105,0 м скважина была обсажена. При дальнейшем бурении, на глубине 150 м, скважина снова начала фонтанировать с дебитом 4 л/сек, температура—14°C. Был установлен второй водоносный горизонт 135—150 м, приуроченный к трещиноватым известнякам. Этот интервал также был обсажен, третий фонтан был получен на глубине 171—200 м с дебитом 10 л/сек, температура—15°C. Этот горизонт также связан с известняками, а кварцевые диориты играют роль водоупора, образуя на контакте водоносные горизонты трещинно-пластового типа.

Химический состав следующий:



	мг	мг/экв	мг экв %
Na	26,45	1,15	15,88
Ca	72,23	3,00	53,87
Mg	26,61	2,19	30,85
Итого:	125,29	7,24	100,0
Cl	12,78	0,36	4,97
SO <sub>4</sub>	4,0	0,08	1,11
HCO <sub>3</sub>	414,8	6,8	92,92
Итого:	431,8	7,24	100,0

H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>—36,4, НВО<sub>2</sub>—следы, СО<sub>2</sub>—125,4 мг/л.

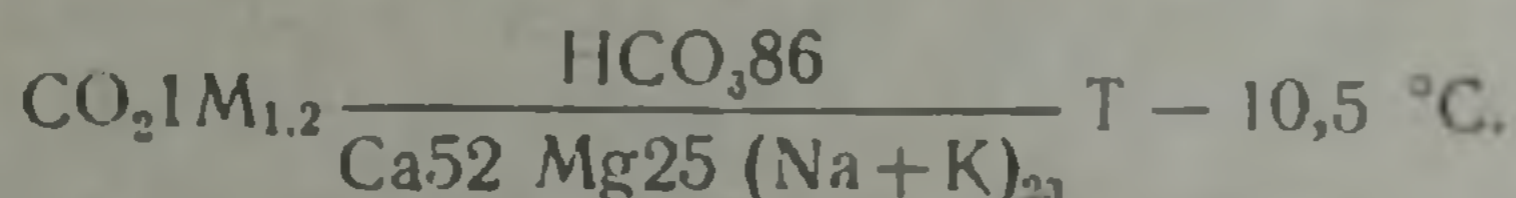
Жесткость общая: карбонатная—6,09 мг/экв. Сухой остаток—382 мг/л. Общая минерализация—593,27, рН—6,9, СО<sub>2</sub>—0,12.

Остальные пять скважин, пробуренных в раздробленных зонах или на контактах, где ожидалось появление пресных или минеральных вод, оказались безводными. Изучение разрезов скважин (рис. 1) показывает, что водоносными являются лишь мраморизованные известняки и известняки мела.

Вся мощность известняков в пределах пробуренной скважины 21/68 является коллектором инфильтрующихся вод, которые, доходя до водоупорных кварцевых диоритов, образуют горизонты напорных трещинно-пластовых вод.

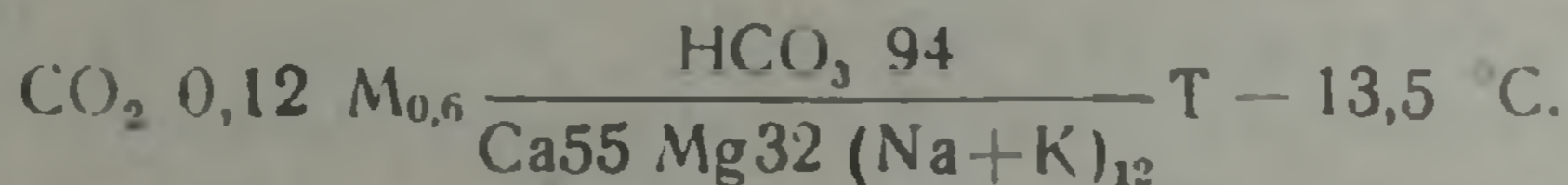
Таким образом, на Агверанском участке воду дали 2 скважины. Первая из них—9/67—изливается слабо минерализованной водой (1,2 г/л) гидрокарбонатно-кальциевого состава.

Формула Курлова следующая:



Вторая скважина—21/68—пересекла 3 водоносных горизонта; изливается пресной водой с дебитом 12—13 л/сек, с общей минерализацией 500 мг/л. Состав гидрокарбонатно-кальциево-натриевый.

Формула:



Холодные, слабо минерализованные и пресные воды Агверанского участка инфильтрационного происхождения. Низкой температурой и небольшим количеством углекислого газа обусловлен химизм вод и состав их, очевидно, отражает характер пород, в которых они циркулировали. Беден микроэлементный состав.

Результаты радиометрических и бактериологических анализов удовлетворительны.

Производство буровых работ показало, что на собственно Агверанском участке трудно ожидать вскрытия значительных запасов минераль-



ных вод. Далеко находятся источники углекислого газа, корни остывающих вулканических излияний. В этом отношении перспективными могут быть район Бужакана (ЮЗ от Агверана) и участки, находящиеся севернее.

Что касается пресных вод, везде, где есть известняки с подстилающими их кварцевыми диоритами или водоупорными сланцами, то почти всегда можно говорить о наличии воды. Причем ее тем больше, чем больше мощность известняков.

Очевидно в нижних горизонтах агверанской свиты, находящихся намного ниже местного базиса эрозии и содержащих подобные аккумулярующие резервуары, происходит накопление значительных запасов напорных вод.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 7.VI.1978.

Ս. Մ. ՀԱՐՈՒՅՈՒՆՅԱՆ, Բ. Բ. ՅԱԴՈՅԱՆ

ՈՐՈՇ ԵՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԱՂՎԵՐԱՆԻ ԶԱՆԳՎԱԾԻ  
ՀԻԳՐՈՆԵՐԿՐԱՔԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աղվերանի շրջանում կատարվել են հորատման աշխատանքներ, որոնք ուղեկցվել են ընդհանուր հիդրոերկրաբանական օրինաչափությունների ուսումնասիրմամբ: Հայտնաբերվել են քաղցրահամ ջրերի 33 ելքեր, որոնք հիմնականում կապված են ջրբաժաններում տարածված անդեզիտաբազալտային և տրախիանդեզիտային լավանների հետ: Առանձին դեպքերում նկատվում են ջրերի տեղական համահավաք ելքեր՝ կապված կրաքարային ապարների հետ: Հորատանցքերը շատրվանել են բարձրորակ քաղցրահամ ջրեր, որոնք կարող են օգտագործվել ջրամատակարարման համար:

Կատարված աշխատանքների արդյունքները բերում են այն եզրակացության, որ Աղվերանի շրջանում չկան հանքային ջրերի զգալի պաշարներ, իսկ քաղցրահամ ջրեր կան բոլոր այն վայրերում, որտեղ կրաքարերը տեղադրված են ջրամերժ քվարցային դիորիտների կամ մետամորֆային թերթաքարերի վրա: Կարելի է ենթադրել, որ ջրերի խոշոր կուտակումներ կան նաև Աղվերանի շերտախմբի ստորին հորիզոններում:

S. M. HAROUTIUNIAN, R. B. YADOYAN

SOME NEW DATA ON THE AGHVERAN MASSIF HYDROGEOLOGY

A b s t r a c t

The results of drilling and hydrogeological survey show the absence of mineral waters considerable reserves in the Aghveran region. The fresh



waters are localized in districts where aquiferous andesitobasalts, trachandesites and limestones occur on the waterproof quartz diorites or metamorphic schists.

It is assumed the great amounts of fresh waters to be concentrated in the lower levels of aghveran suite too.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айастан», 1958.
2. Долуханова Н. И., Толстихин Н. И. Схема структурно-гидрогеологического районирования Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле, № 5—6, 1967.



УДК 556.1

Г. А. АЛЕКСАНДРЯН

## К ВОПРОСУ ОБ УЧЕТЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В статье рассматривается методика учета отдельных компонентов водного баланса для горных территорий.

На конкретных примерах показано, что в горных условиях, при вулканогенном происхождении речных бассейнов, производство косвенных расчетов элементов водного баланса (в частности осадков и стока) без учета глубинного стока может привести к существенным ошибкам.

Учет элементов водного баланса горных территорий сопряжен с определенными трудностями, которые вызваны не только сложными условиями рельефа и слабой гидрометеорологической освещенностью высокогорных участков, но и множеством других, неклиматического характера (литогенные и ландшафтные), факторов. Известно, что наличие подобных факторов в значительной степени затрудняет, а в некоторых случаях даже сводит на нет, использование обычно применяемых в гидрометеорологии теоретических или эмпирических методов расчета.

Ярким примером этого может служить метод определения стока в слабо освещенной высокогорной зоне, применяемый в работе «Водный баланс Грузии» [4]. На стр. 8 этой работы сказано:... «Средние высоты исследованных бассейнов обычно не обеспечивают построение кривых связи с охватом высокогорных зон. Поэтому высокогорная зона *в большинстве случаев* (подчеркнуто нами, Г. А.) освещается экстраполированной частью кривой  $y = f(H)$ ». Как известно, этот метод является общепринятым для характеристики режима климатических и гидрологических элементов по высоте в горных странах и потому его применение никакого возражения не вызывает. Однако, принятый авторами способ подбора очертаний верхней ветви кривой стока в принципе неправилен, т. к. в этом случае совершенно не учитывается влияние локальных, неклиматического характера, факторов, могущих вносить значительные изменения в величину стока не только в замыкающем створе, но и в еще большей степени в отдельных высотных зонах бассейна. Подобное явление более ярко бросается в глаза в бассейнах рек с малой площадью водосбора. Здесь, на наш взгляд, нельзя игнорировать то положение, что процесс формирования стока в горных странах с относительно малыми водосборными бассейнами, имеющими плюс ко всему также и вулканогенное строение, зависит не только от испарения. В этих условиях не меньшую роль может играть просачивание осадков вглубь грунта и



дальнейший подземный водообмен. Очевидно, что в этих условиях в области просачивания осадков сток будет чувствительно ниже по сравнению с зональным или, как иначе его называют, полным стоком, а в области разгрузки подземных вод, наоборот, ощутимо больше. В горных речных бассейнах (в зависимости от размеров и гидрогеологических условий) нередко наблюдаются и такие случаи, когда сток даже в замыкающем створе заметно меньше или, наоборот, больше полного стока, определенного по уравнению  $y = X - E$ . Не случайно поэтому М. И. Будыко [3] при выводе уравнений связи для стока и коэффициента стока специально оговорил это положение. Более того, для количественной проверки полученных им формул, устанавливающих связь членов теплового и водного балансов, он использовал материалы по водному балансу рек Европы с площадью бассейнов более 10.000 км<sup>2</sup> (подчеркнуто нами, Г. А.), где влияние локальных факторов на сток должно быть, как он отмечает, невелико [3].

Сказанное является достаточно убедительным доказательством того, что использование величины стока в замыкающем створе горных речных бассейнов, имеющих в преобладающем большинстве сравнительно малую площадь (в Грузинской ССР, например, из 90 исследованных бассейнов только 6 имеют водосборную площадь более 3000 км<sup>2</sup>, в том числе только один Храми имеет площадь 8330 км<sup>2</sup>) для определения количества выпадающих в данном бассейне осадков, т. е. использование горного речного бассейна в качестве «огромного осадкомера» [4] может привести к существенным ошибкам даже в том случае, если величина испарения от его поверхности будет определена совершенно точно.

Если к этому добавим, что, во-первых, предложенный М. И. Будыко метод определения испарения допускает одинаковое внутригодовое распределение радиационного баланса и осадков [2] и, во-вторых, что не весь радиационный баланс тратится на испарение, как это принято у Будыко [7], то станет очевидным какую большую ошибку можно допустить, применив метод М. И. Будыко в предложенном им виде для подсчета как самого стока, так и, что очень важно, для подсчета на его основе осадков в горных условиях. О последнем более подробно будет показано ниже.

В целях внесения некоторого дополнительного уточнения в очертании экстраполированной ветви кривой стока в [4] развивается мысль о том, что использование данных по ледниковому стоку может характеризовать зависимость между стоком и высотой местности и что, как указывают авторы, «при этом отпадает необходимость в большой и часто недостаточно обоснованной экстраполяции кривых зависимости».

Совершенно правильно, что использование данных по ледниковому стоку вносит определенное уточнение в очертании верхней ветви кривой стока, однако подсчет осадков в высокогорной зоне на основании этого стока, на наш взгляд, не совсем справедлив. Дело в том, что в таких областях в большинстве случаев имеют место обвалы и лавины, выходы которых за пределы ледникового бассейна не исключены.



Значит утверждать, что выпадающие в ледниковом бассейне осадки расходуются только на формирование ледникового стока будет не совсем точно. С другой стороны, что, на наш взгляд, не менее важно, величина ледникового стока является функцией не только от количества выпадающих осадков, но и от температурного фактора. Сказанное нами подтверждается выводом авторов [4] о том, что отсутствует зависимость между величиной ледникового стока и средней высотой ледникового бассейна. Приведенные авторами примеры высокого значения ледникового стока на южном склоне Центрального Кавказа по сравнению с северным, на наш взгляд, обусловлены не столько разностью количества выпадающих осадков (на этих высотах количество осадков, по всей вероятности, должно быть примерно одинаковым), сколько влиянием относительно высоких температур на южном склоне.

Кроме того, авторами [4] утверждается, что использование данных по ледниковому стоку возможно в бассейнах, где оледенение составляет более 10% общей площади. Бесспорно, что чем больше площадь оледенения, тем результаты будут точнее, однако, на каком основании выбран этот нижний предел остается неизвестным, тем более, что в табл. 1 этой же работы использованы также данные по ледниковому стоку для бассейнов с оледенением менее 10% общей площади.

Теперь несколько слов о возможности применения предложенного М. И. Будыко уравнения связи и данных по радиационному балансу [3] для целей определения количества осадков по высотным зонам горной территории.

Не говоря о влиянии принятых М. И. Будыко допущений на точность полученной им зависимости между стоком и осадками (о них можно судить по работам [2, 7]), укажем лишь на не совсем правильный подход авторов [4], придавших семейству кривых зависимости стока от осадков для различных значений радиационного баланса, полученного М. И. Будыко, универсальный характер. Один тот факт, что сам автор семейства кривых [3] особо подчеркивает, что «по уравнению связи можно построить зависимость стока от осадков для средних значений радиационного баланса, *соответствующих условиям определенной местности*» (курсив наш, Г. А.) четко говорит о том, что полученные им зависимости не являются универсальными и нельзя их применять для любой территории, особенно для бассейнов горных рек с малыми водосборными площадями.

Если к этому добавить отсутствие дифференцированной связи радиационного баланса с высотой для условий Армянской ССР [1, 5], то станет очевидным, что применять предложенное М. И. Будыко семейство кривых, по крайней мере для условий Армянской ССР, невозможно.

Выше, на основе логических рассуждений, было показано, что применение метода Будыко в предложенном им виде для подсчета величины стока и осадков в горных условиях может привести к существен-



ным неточностям. Теперь постараемся подтвердить сказанное на двух конкретных примерах. Подсчитаем количество осадков в зоне 2500 м высоты для бассейнов рек Дзорагет и Касах, где заведомо известно, что в первом из них подземный водообмен мал, а во втором, в силу литологических условий (молодые вулканогенные породы), имеют место большие потери атмосферных осадков посредством просачивания вглубь грунта.

Слой стока для высотной зоны 2500 м по кривой  $y=f(H)$  в бассейне р. Дзорагет составляет 650 мм. По семейству кривых М. И. Будыко для радиационного баланса  $50 \text{ ккал/см}^2$  ему соответствует примерно 1300 мм годовых сумм осадков, что примерно на 450 мм больше, чем определенное по кривой  $x=f(H)$ . Такое количество осадков, как показывают результаты многолетних наблюдений, встречается только в редкие годы с максимумами осадков на станциях Арагац в/г и Ератумбер, расположенных выше 3000 м над уровнем моря.

Количество осадков для этой же высотной зоны, определенное по кривой  $x=f(H)$ , равно 880 мм. По семейству кривых М. И. Будыко ему соответствует слой стока около 300 мм или почти на половину меньше определенного по кривой зависимости стока от высоты.

Слой стока для высотной зоны 2500 м по кривой  $y=f(H)$  в бассейне р. Касах равен 60 мм. Этому стоку по семейству кривых М. И. Будыко для того же значения радиационного баланса ( $50 \text{ ккал/см}^2$  год) соответствует слой осадков 450 мм, в то время, как по кривой  $x=f(H)$  количество осадков равно 840 мм. Как видим в данном случае, в отличие от первого, количество осадков примерно в два раза меньше, чем определенное по кривой зависимости стока от высоты.

Если же в основу положить количество осадков, определенное по кривой  $x=f(H)$ , то по семейству кривых М. И. Будыко сток должен был быть почти 300 мм или в 5 раз больше, по сравнению с значением, определенным по кривой  $y=f(H)$ .

• Все это вполне естественно. Дело в том, что в первом случае, в процессе формирования стока принимали участие также осадки, выпадающие за пределами рассматриваемого бассейна. Во втором же случае выпадающие в рассматриваемом бассейне осадки, в результате просачивания вглубь грунта, не могли принимать участия в формировании стока собственного бассейна.

Приведенные примеры, на наш взгляд, с достаточной убедительностью показывают к каким большим ошибкам может привести придание универсального характера семейству кривых М. И. Будыко.

Резюмируя, приходим к выводу, что в горных условиях, при наличии бассейнов рек вулканического происхождения, производство координатных расчетов элементов водного баланса (в частности осадков или стока) без учета той части подземной составляющей стока, которая выходит за пределы бассейнов, минуя замыкающий створ, может привести к существенным ошибкам.



ԼՆՌՆԱՅԻՆ ԲՆԱՏԱՐԱՄՔՆԵՐԻ ՋՐԱՅԻՆ ՀԱՇՎԵԿՇՈՒԻ  
ԲԱՂԱԴՐԻՉՆԵՐԻ ՀԱՇՎԱՌՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում քննարկված է լեռնային բնատարածքների համար ջրային հաշվեկշռի առանձին բաղադրիչների հաշվառման մեթոդիկան:

Որոշակի օրինակներով ցույց է տրված, որ լեռնային պայմաններում հրաբխային ծագման գետային ավազանների դեպքում ջրային հաշվեկշռի տարրերի (մասնավորապես՝ տեղումների և ջրհոսքի) անուղղակի հաշվարկներ կատարելը (առանց խորքային ջրհոսքը հաշվի առնելու) էական սխալների կարող է հանգեցնել:

G. A. ALEXANDRIAN

ON THE PROBLEM OF CALCULATION OF MOUNTAINOUS AREAS  
WATER BALANCE COMPONENTS

Abstract

The methods of water balance different components calculation for mountainous areas are considered in this paper.

Concrete examples show that under mountainous conditions and volcanic origin of river basins the indirect calculations of water balance elements (particularly, those of sediments and drainage) without the consideration of subsurface drainage may bring to essential mistakes.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Александрян Г. А. К вопросу о методике учета атмосферных осадков для целей составления водного баланса. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
2. Багров Н. А. О расчете испарения с поверхности суши. «Метеорология и гидрология», № 2, 1954.
3. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеониздат, Л., 1956.
4. Владимиров Л. А. и др. Водный баланс Грузии. «Мецниереба», Тбилиси, 1974.
5. Карташян Р. А., Мхитарян А. М. Радиационный режим территории Армянской ССР, Гидрометеониздат, Л., 1970.
6. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. и др. Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края. «Колос», М., 1974.
7. Мхитарян А. М., Тамазян А. А., Пахчянцян Г. Г. Определение испаряемости на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.



УДК 551.311.234

С. Г. КАРАПЕТЯН

## ОБ АКТИВНОЙ ПОРИСТОСТИ ПОЧВОГРУНТОВ И ПОДЗЕМНОМ ПОТОКЕ ГРУНТОВЫХ ВОД

Получены формулы, позволяющие определить величины активной пористости почвогрунтов и подземного потока в заданном объеме грунта. Методика отличается простотой и удобством в применении.

Одним из основных параметров почвогрунтов является коэффициент активной пористости, представляющий собой отношение количества стекавшей из однородного насыщенного монолита воды к объему монолита при прохождении отмеченной капли воды с поверхности грунта до дна монолита. Значение активной пористости грунта определяется измерением скорости фильтрации в мерном сосуде над монолитом и скорости движения потока в грунте и подсчитывается по следующим формулам:

$$m = \frac{Q}{Fe} = \frac{v_0}{v} = \frac{x}{l}, \quad (1)$$

где  $m$ —активная пористость грунта в долях единицы;  $Q$ —количество стекавшей из монолита воды при прохождении отмеченной капли воды с поверхности монолита до его дна,  $л^3$ ;  $F$ —поперечное сечение монолита,  $м^2$ ;  $l$ —длина монолита или прохождения отмеченной капли воды в грунте,  $м$ ;  $v_0$ —скорость фильтрации в мерном сосуде,  $м/сут$ ;  $v$ —скорость движения потока в грунте,  $м/сут$ ;  $x$ —слой профильтровавшейся воды в мерном сосуде,  $м$ .

Скорость движения потока в грунте в полевых условиях определяется с помощью специального прибора, основанного на применении радиоактивных изотопов [1]. Этот метод трудоемкий, особенно, когда грунт представлен из ряда слоев, и широкого применения на практике не нашел. Попытки в литературе не дали успеха установить наличие аналитического способа определения величины рассматриваемого параметра.

В статье рассматриваются вопросы экспериментального и теоретического методов определения значения коэффициента активной пористости грунтов и величины потока воды в грунтах.

Сущность экспериментального метода следующая. Монолит с однородным грунтом насыщают водой и промывают содержащиеся в нем соли и затем с лизиметра сливают воду и тут же наливают небольшое (4—6 мл) количество раствора хлористого натрия с высокой концен-



трацией (300 г/л). Вслед за фильтрацией раствора хлористого натрия лизиметр заполняют пресной водой до определенной постоянной отметки и прослеживают ход фильтрации воды до тех пор, пока в фильтрате появится раствор с максимальной концентрацией хлористого натрия.

Максимальная концентрация раствора и общий объем фильтрата, соответствующие периоду прохождения максимальной концентрации хлористого натрия с поверхности монолита до его основания, устанавливаются путем последовательного измерения объема и минерализации воды в отдельных порциях фильтрата, отбираемого с помощью прибо-

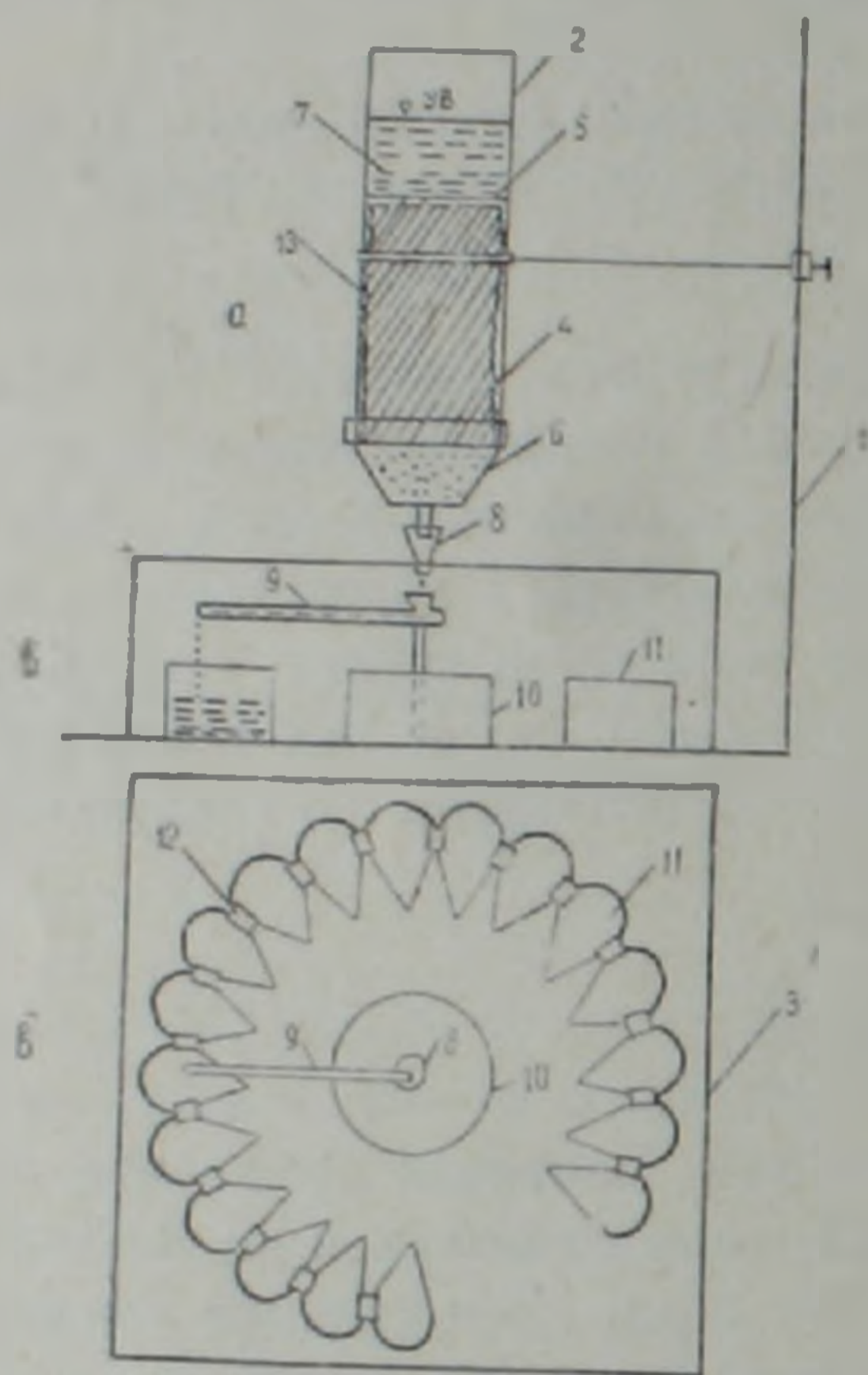


Рис. 1. Приспособление для определения коэффициента активной пористости почвогрунтов. а—лизиметр с монолитом почвенного образца; б—прибор для определения объема фильтрата соответствующего периоду прохождения максимальной концентрации хлористого натрия с поверхности монолита до его основания 1—штатив; 2—лизиметр; 3—футляр; 4—монолит почвенного образца; 5—раствор хлористого натрия; 6—фильтр; 7—пресная вода; 8—воронка; 9—желоб; 10—часовой механизм; 11—стаканы; 12—мостики, 13—пластилин.

ра, схематично показанного на рисунке. Минерализация фильтрата определяется с помощью солемера и химического анализа. Определяя общий объем фильтрата, соответствующий периоду перемещения отмеченной капли воды с поверхности монолита до его дна, и объем монолита по формуле (1) с двухкратной повторностью опыта вычисляется коэффициент активной пористости грунта.

В основу теоретического метода определения коэффициента активной пористости грунта положено следующее положение.

Выделим из ненасыщенной части однородного грунта монолит площадью  $F$ , длиной  $H$  и исходной влажностью  $W$ . Заполним монолит водой, количеством меньше объема  $FH$ . Из сущности понятия коэффициента активной пористости вытекает, что в данном монолите можно выделить такой объем грунта, из которого после его насыщения будет стекать оставшаяся часть поданной воды, величиной, равной количеству воды, обеспечивающему перенос отмеченной капли воды на всю длину искомого объема насыщенного грунта. Отношение указанного ко-



личества стекавшей воды к искомому объему грунта будет представлять коэффициент активной пористости. Математическое выражение этой модели может быть представлено следующим уравнением:

$$m = \frac{(Fx)_i - (Fz)_i \left( w + \frac{N''}{(Fz)_i} \right)}{(Fz)_i} \quad (2)$$

где  $x_i$  — слой поданной воды над монолитом, м;  $z_i$  — длина искомого объема грунта, м;  $W$  — исходная объемная влажность в объеме грунта  $(Fz)_i$  в долях единицы;  $N''$  — часть поданной воды, израсходованной на дополнение влажности грунта до предельной влагоемкости  $(w_i)$ , м<sup>3</sup>.

Если исходную влажность грунта в объеме  $(Fz)_i$  принять равной нулю, то требуемое количество воды для насыщения  $(Fz)_i$  объема грунта составит  $(Fz)_i w_i$  и уравнение (2) примет следующий вид:

$$m = \frac{(Fx)_i - (Fz)_i w_i}{(Fz)_i} \quad (3)$$

Для решения уравнения (3) напишем вторую зависимость, сущность которой вытекает из следующих соображений.

Анализ имеющихся в литературе материалов [3] показывает, что зависимость между удельным весом воды ( $D$ ) и ее удельным объемом ( $d$ ) меняется по обратно-пропорциональному закону. Отсюда вытекает, что чем больше удельный вес воды, тем меньше ее удельный объем и тем меньше будет количество воды для наполнения искомого объема грунта  $(Fz)_i$ . На этой основе можем записать:

$$\begin{aligned} D_0 - (Fz)_0 & \Big| D_0 = 1 \\ D_i - (Fz)_i & \Big| D_i < 1, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{D_0}{D_i} = \frac{(Fz)_i}{(Fz)_0} \quad (5)$$

где  $(Fz)_0$  — емкость, равная искомому объему грунта, заполненная водой с удельным весом, равным единице ( $D_0$ ), м<sup>3</sup>;  $(Fz)_i$  — емкость, равная искомому объему грунта, заполненная водой с удельным весом меньше единицы ( $D_i$ ), м<sup>3</sup>.

Величина заданного объема воды зависит и от вида грунта, обусловленного его объемным весом и наличием защемленного воздуха. На основе литературных материалов [2, 3] установлено, что существует обратно-пропорциональная связь между объемным весом грунта и его предельной объемной влажностью. Это означает, что чем больше объемный вес грунта, тем меньше его предельная влагоемкость и тем меньше объем воды, необходимый для его насыщения.

Одновременно предельная влагоемкость грунта зависит и от количества защемленного воздуха в грунте, значение которого может быть



охарактеризовано отношением фактической предельной влагоемкости грунта ( $w_l$ ) к его общей пористости ( $n$ ). Чем больше отношение  $\frac{w_l}{n}$ , тем меньше объем заземленного воздуха и тем больше будет требуемый объем воды для его насыщения.

Если искомую свободную от грунта емкость  $Fz$  заполнить водой с удельным (объемным) весом, равным единице ( $D_0 = \delta_0 = 1$ ), то заданный объем воды  $(Fx)_0$  будет равным  $(Fz)_0$  и отношение  $\frac{w_0}{n}$  будет равным единице. Если же искомую емкость  $Fz$ , занятую грунтом с объемным весом  $\delta_l$ , заполнить водой с удельным весом  $D_l$  и объемом  $(Fx)_l = (Fz)_l$ , то после его насыщения часть воды будет из нее переливаться, величина которой зависит от вида грунта и количества заземленного воздуха. Чем больше будет объемный вес грунта и количество заземленного воздуха, тем меньше будет предельная влагоемкость и тем больше объем переливавшейся воды. В этом случае количество воды  $(Fx)_l$  в данном грунте займет объем  $(Fy)_l$  с предельной влагоемкостью  $(Fy)_l w_l$  и тогда  $(Fx)_l = (Fy)_l w_l = (Fz)_l$ .

На основе указанных соображений можно написать следующее соответствие и обратно-пропорциональное соотношение:

$$\begin{array}{l} \delta_0 \frac{w_0}{n} \rightarrow (Fx)_0 \\ \delta_l \frac{w_l}{n} \rightarrow (Fx)_l \end{array} \left| \begin{array}{l} \delta_0 = 1; \frac{w_0}{n} = 1 \\ \delta_l > 1; \frac{w_l}{n} < 1 \end{array} \right. , \quad (6)$$

$$\frac{\delta_0 w_0}{\delta_l w_l} = \frac{(Fx)_l}{(Fx)_0} \quad (7)$$

где  $(Fx)_0$  — количество заданного объема воды с объемным (удельным) весом, равным единице, заполняющей пустую емкость  $(Fz)_0$ , и отношением  $\frac{w_0}{n} = 1, \text{ м}^3$ ;  $(Fx)_l$  — количество заданного объема воды, равного объему  $(Fz)_l$  с объемным (удельным) весом  $D_l$ , заполняющего грунт, объемом  $(Fy)_l$  с объемным весом  $\delta_l$  и отношением  $\frac{w_l}{n} < 1 \text{ м}^3$ .

При  $(Fx)_0 = (Fz)_0$  из соотношений (5) и (7) получается следующая связь между параметрами:

$$\frac{(Fx)_l \delta_l w_l}{\delta_0 w_0} = \frac{(Fz)_l D_l}{D_0} \quad (8)$$

Из (3) и (8) получается следующая формула для определения коэффициента активной пористости грунта:

$$m = \frac{w_0 \delta_0 D_l - w_l \delta_l D_0}{w_l \delta_l D_0} \quad (9)$$



Расчетные и фактические значения коэффициента активной пористости

№ монолита год проведе- ния опытов	Грунт	№ слоев и глубина их залегания, м	Мощность мо- нолита, $l$ , $10^{-3}$ м	Площадь мо- нолита, $F$ , $10^{-3}$ м <sup>2</sup>	Объем моно- лита, $Fl$ , $10^{-3}$ м <sup>3</sup>	Объем филь- трата, $Q$ , $10^{-3}$ м <sup>3</sup>	Кэфф. актив- ной пористо- сти $m_{\phi}$ , в дол. един.	Среднее зна- чение $m_{\phi}$	Объемный вес грунта, $\gamma_1$ , г/см <sup>3</sup>	Удельный вес грунта, $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	Полная влаго- емкость без заземленного воздуха, или порист. $w_0$ в дол. един.	Предельная полевая вла- гоемкость, $w_l$ в дол. един.	Кэфф. актив- ной пористо- сти, $m_p$ в дол. един.
1-78	супесь	1	0,2	5,47	1,09	0,348	0,32	—	—	—	—	—	—
1-79	супесь	1	0,37	5,47	2,07	0,737	0,355	—	—	—	—	—	—
2-79	тяж. сугл.	1 0-0,4	0,233	5,47	1,28	0,32	0,25	0,333	1,42	2,57	0,447	0,42	0,33
1-80	лег.	1 0-0,25	0,20	8,49	1,7	0,511	0,30	0,251	1,48	2,74	0,462	0,451	0,24
2-80	тяж.	2 0,25-0,75	0,228	8,49	1,93	0,496	0,257	0,307	1,401	2,7	0,48	0,443	0,329
3-80	ср.	3 0,75-1,3	0,207	5,47	1,134	0,511	0,265	0,261	1,4	2,75	0,49	0,472	0,269
4-80	тяж.	4 1,3-1,6	0,12	5,47	0,661	0,303	0,267	0,272	1,4	2,66	0,473	0,468	0,253
5-80	лег.	5 1,6-1,8	0,116	5,47	0,631	0,178	0,25	0,258	1,4	2,86	0,507	0,494	0,239
6-80	т/з песок	6 1,6-1,8	0,116	5,47	0,631	0,183	0,288	0,297	1,32	2,81	0,53	0,51	0,278
7-80	глина	7 1,8-1,85	0,064	8,49	0,545	—	—	0,321	1,520	2,62	0,42	0,392	0,321
8-80	тяж. сугл.	8 1,85-2,0	0,094	8,49	0,814	0,171	0,21	0,216	1,255	2,82	0,553	0,557	0,24
9-80	супесь	9 2,0-2,25	0,205	8,49	1,71	0,178	0,219	0,257	—	—	—	—	—
10-80	т/з песок	10 2,25-2,78	0,208	8,49	1,762	0,147	0,257	0,312	—	—	—	—	—
11-80	ср. сугл.	11 2,78-3,25	0,206	8,49	1,757	0,55	0,312	0,312	1,53	2,74	0,442	0,403	0,317
12-81	м/з кварцов. песок	12 0,2-0,4	0,16	8,31	1,3	0,568	0,324	0,318	1,375	2,66	0,467	0,458	0,284
						0,344	0,265	0,28	—	—	—	—	—
						1,0	0,445	0,419	1,54	2,77	0,444	0,360	0,442
						1,004	0,447						
						1,022	0,455						



где  $w_0$ —полная объемная влажность грунта без заземленного воздуха, в долях единицы;  $\delta_0$ ;  $D_0$ —объемный (удельный) вес воды с численным значением, равным единице,  $г/см^3$ ;  $D_1$ —удельный вес фильтрующейся воды,  $г/см^3$ ;  $w_1$ —предельная объемная влагоемкость грунта с данным количеством заземленного воздуха, в долях единицы;  $\delta_1$ —объемный вес грунта,  $г/см$ .

Не зная значение коэффициента активной пористости грунта, можно по формуле (1) определить величину подземного потока воды в однородном пласте на заданной его длине.

Одновременно при известном значении  $pt$  из (2) и (8) получается формула (11) для определения количества воды, необходимого для насыщения заданного объема грунта при данной исходной его влажности, т. е. нормы поливной воды.

$$N'' = \frac{(Fz)_i [D_1 \delta_0 w_0 - D_0 \delta_1 w_1 (m - w)]}{D_0 \delta_1 w_1} \quad (11)$$

Из (1) и (9) получается формула (12) для определения скорости движения потока в грунте:

$$v = \frac{v_0 w_1 \delta_1 D_0}{w_0 \delta_0 D_1 - w_1^2 \delta_1 D_0} \quad (12)$$

Данные таблицы 1 характеризуют величины и сходимость применения экспериментального и теоретического методов определения активной пористости грунтов, показывающие удовлетворительные результаты.

Институт водных проблем  
и гидротехники

Поступила 31.III.1980.

И. Գ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀՈՂԱԿՐՈՒՆՏՆԵՐԻ ԱԿՏԻՎ ՄԱԿՈՏԿԵՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԳՐՈՒՆՏԱՅԻՆ  
ՋՐԵՐԻ ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ՀՈՍՔԻ ՄԱՍԻՆ

Ա Վ Փ Ն Փ Ն Ն Վ

Հողվածում բանաձևեր են դուրս բերված, որոնց օգնությամբ որոշվում են գրունտի մեջ հոսքի ելքը և ակտիվ ծակոտկենությունը գործակիցը: Այդ բանաձևերի ճշտությունը ստուգված է լաբորատոր փորձերով:

S. G. KARAPETIAN

ON THE SOILS ACTIVE POROSITY AND UNDERGROUND  
WATERS FLOW

Abstract

The formulas are obtained allowing to determine values of soils active porosity and underground flow in the given volume of the soil. These methods are simple and comfortable in application.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдурагимов Т. А. Изучение гидромелиоративных вопросов методом радиоактивных индикаторов. Труды АзНИИГим. XI, Баку, 1974.
2. Костяков А. Н. Основы мелиорации. Сельхозгиз, М., 1960.
3. Справочник гидрогеолога. Госгеолога. Госгеолтехиздат, М., 1962.



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.62(479.25)

Г. А. АРУТЮНЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАЗОВО-ЖИДКИХ  
ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ АНКАДЗОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В геологическом строении района участвуют плагиоклазовые порфириты, туфы и туфобрекчии среднего эоцена, перекрывающиеся толщей липарито-дацитов миоценового возраста. Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная толща прорвана Геджалинским интрузивом гранодиоритового состава.

В структурном отношении Анкадзорское медноколчеданное месторождение приурочено к висячему боку Шагали-Эйларского надвига. Рудовмещающими породами являются гидротермально измененные плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфобрекчии.

В пределах Анкадзорского рудного поля выявлены участки с серноколчеданной, медноколчеданной и полиметаллической минерализацией, а на самом Анкадзорском месторождении преимущественное развитие имеют лишь серно-медноколчеданные руды.

На основании изучения вещественного состава и структурно-текстурных особенностей различных типов руд на Анкадзорском месторождении нами выделяются несколько стадий минералообразования: 1) кварц-пиритовая, 2) кварц-пирит-халькопиритовая, 3) кварц-безрудная, 4) карбонатная, 5) гипсовая.

Кварц на Анкадзорском месторождении является основным и распространенным жильным минералом. Он образует жилы, прожилки, а в пустотах пород — друзовые агрегаты.

В наиболее прозрачных разновидностях кварца нами были исследованы газово-жидкие включения и методом гомогенизации определены температуры их образования. Изученные включения являются газово-жидкими с заполнением объема газового пузырька порядка 40—45%. При нагревании наблюдалось заполнение всего объема пространства включений жидкой фазой.

Температура гомогенизации измерялась в камере конструкции Ю. А. Долгова [1]. Анализы выполнялись в МГУ на кафедре полезных ископаемых, а также в ИГи АН Арм. ССР совместно с О. Г. Маданяном.



В результате исследований газовой-жидких включений были установлены для кварца разных стадий следующие температуры гомогенизации:

1. Кварц из кварц-пиритовой стадии представлен жильным агрегатом и имеет температуру гомогенизации с амплитудой колебания от 330 до 350°C.

2. Кварц из кварц-пирит-халькопиритовой стадии представлен прозрачным друзовым агрегатом в тесной ассоциации с кристаллическим халькопиритом, а также пиритом, сфалеритом.

Температура его гомогенизации соответствует 400—405°C.

3. Кварц из кварц-безрудной стадии представлен прозрачным жильным агрегатом. Он наблюдается в виде прожилков, секущих зоны как халькопирит-пиритовых массивных руд, так и отдельные рудные прожилки. Температура его гомогенизации 263—277°C.

В гипсе нами наблюдались жидкие включения, наличие которых, как указывает Н. П. Ермаков [2], говорит об их образовании из холодно-водных растворов, температура которых не превышает 50—60°C.

Принимая газовой-жидкие включения за «саморегистрирующий термометр» [2], мы можем заключить, что гидротермальные растворы в кварц-пиритовой стадии имели температуру, близкую к 330—350°C. В дальнейшем температура новых порций гидротерм повышалась и кристаллизация минералов в кварц-пирит-халькопиритовой стадии протекала при температурах порядка 400—405°C. Со временем наблюдалось охлаждение гидротермальных растворов и кристаллизация позднего кварца в кварц-безрудную стадию уже протекала при более низкой температуре—263—277°C.

Для определения солевого состава гидротермальных растворов нами был использован метод криометрии. Температура замораживания позволяет отнести раствор к той или иной солевой системе, так как температура кристаллизации эвтектики в каждой солевой системе строго индивидуальна. При охлаждении из раствора выпадают в виде твердых фаз компоненты соль-лед, находящиеся в избыточном количестве, по сравнению с их эвтектической концентрацией. Концентрация этого раствора определяется по температуре растворимости последнего кристаллика соли, образовавшегося при замораживании [3], а давление в растворе определяется эмпирическим путем на основании температуры гомогенизации и концентрации солевого раствора по существующим диаграммам.

Нашими исследованиями был установлен состав растворов включений как существенно натрий-хлористый.

Результаты наших исследований сведены в табл. 1.

По данным таблицы видно, что наблюдается определенная тенденция к увеличению концентрации растворов с повышением температуры: при температурах 263—350°C она составляет всего 25—30 г/л, а при 400°C повышается до 80—100 г/л. Концентрация раствора во включениях невысокая. Полное отсутствие в газовой-жидких включениях кристалли-



ческого хлорида натрия, часто описываемого в литературе, позволяло предполагать о наличии сравнительно низкой концентрации, что и было подтверждено экспериментальными данными.

Исследование газовой-жидких включений в кварце из разных стадий минералообразования позволяет сделать следующие выводы:

1. Тип гомогенизации (гомогенизация в жидкую, а не газовую фазу) дает нам основание говорить о гидротермальном характере растворов.

2. Минералообразующие растворы характеризуются преобладающим натрий-хлористым составом и невысокой концентрацией.

Таблица 1

Стадия	Т гомогенизации, в °С	Концентрация в г/л по NaCl эквиваленту	Давление в атм
Кварц-пиритовая	330—350	30	170
Кварц-пирит-халькопиритовая	401—405	80—100	290
Кварц-безрудная	263—277	25	120

3. Выделенные на основании геологических и минералогических наблюдений кварц-пиритовая, кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-безрудная стадии находят свое подтверждение и при исследовании газовой-жидких включений в кварце соответствующих стадий.

4. Сопоставляя данные по температуре гомогенизации, учитывая минеральные ассоциации и последовательность выделения минералов, можно сделать вывод о том, что Анкадзорское месторождение относится к среднетемпературным месторождениям. При этом возможные температуры отложения кварца и ассоциирующих с ним рудных минералов колеблются в пределах от 263—277 до 350—405°С.

Армипроцветмет.

Поступила 4.1.1960.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследований включений минералообразующих растворов при высоких температурах. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». «Наука», 1965.
2. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Гос. ун-та, Харьков, 1950.
3. Справочник по растворимости. Том 3. «Наука», Л., 1969.



УДК 553.625:552.12(479.25)

Т. А. АВАКЯН

О ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ  
ДИАТОМИТОВЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР

Результаты многолетних исследований диатомитовых пород Армянской ССР [1, 2, 3] позволяют использовать литолого-петрографические данные в качестве репера для изучения многих вопросов геологии диатомитовых толщ, в частности таких, как: картирование, стратиграфическая корреляция, геологическая разведка и эксплуатация.

В Армянской ССР известны многочисленные месторождения и проявления диатомитовых пород. Автором изучались Сисианское, Гндевазское (Азизбековский район), Джрадзорское (Арташатский район), Паракарское (Эчмиадзинский район), Арзинское (Абовянский район) месторождения, побережье озера Севан (Цовинарское, Аривабердское и др.), а также Ленинаканская группа месторождений. Диатомитовые породы перечисленных месторождений отличаются особенностями геологического строения и вещественного состава (минералогического и диатомового). Гндевазское, Амулсарское, Цовинарское (Мартунинский район), Джрадзорское месторождения сравнительно выдержаны по мощности и по простиранию, по вещественному составу, по структурным особенностям. В отличие от них другие месторождения—как Сисианское (Памб-Дарабас, Уз и другие участки), Паракарское, Ленинаканская группа месторождений и др. не характеризуются аналогичными. Поэтому при картировании, стратиграфической корреляции и проведении геологоразведочных работ возникают некоторые осложнения.

На основании анализа литолого-петрографических данных среди диатомитовых образований Армянской ССР было выделено 7 литологических горизонтов, отличающихся друг от друга петрографическими особенностями, спецификой диатомитового состава, а также ассоциацией туфового, вулкано-терригенного и терригенного материала.

1. Диатомитовый чистый горизонт.
2. Диатомитово-пепло-туфовый горизонт.
3. Диатомитово-ракушечный (дрейсеновый) горизонт.
4. Диатомитово-известковый горизонт.
5. Диатомитово-глинистый горизонт.



6. Диатомитово-песчанистый горизонт<sup>1</sup>.

7. Диатомитово-обломочный горизонт.

Три (1, 6, 7) из отмеченных 7 горизонтов впервые были выделены в 1969 году (Авакян Т. А., 1969) в пределах Сисианского диатомового бассейна. Поэтому они в данной статье не описываются, а приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Характерные литологические горизонты диатомовых бассейнов Армянской ССР

№	Наименование литологических горизонтов	Мощность в м	Район распространения литологических горизонтов (месторождения и участки)	Основные петрографические типы пород, связанные с литологическими горизонтами
1	Диатомитовый (глинистый)	0,2—8,0	Джрадзорское, Сисианское, Арзниинское, Нурнусское, Маргунинское	Диатомит, диатомит глинистый, диатомитовая глина, опал—халцедон
2	Диатомит-пепло-туфовый	0,1—0,8	Сисианское, Арзниинское, Ахурянское, Ераносское	Туфы, туфо-диатомиты, пепло-пемзовые диатомиты
3	Диатомитово-ракушечный	0,3—30,0	Ахурянское, Арзниинское, Принереванское (завод Аэрации), Дзорахпюрское	Известковая диатомовая глина, известковистая глина
4	Диатомитово-обломочный	0,1—10,0	Сисианское, Арзниинское, Ахурянское	Диатомитовая брекчия
5	Диатомитово-песчанистый	0,2—10,0	Паракарское, Сисиан-Дарабасское, Ленинкаанское, Арзниинское	Песчанистые, песчано-глинистые диатомиты, песок мелкозернистый, грубозернистый песчаник
6	Диатомитово-глинистый	0,2—30,0	Во всех месторождениях Армянской ССР	Диатомит, глинистый диатомит, диатомитовая глина, трепел
7	Диатомитово-известковистый (без ракушечника)	0,2—15,0	Ахурянское, Арташатское, Дилижанское, Дзорахпюрское, Сисианское	Диатомовая глина, известковистый трепел

Выделенные литологические горизонты распространены в диатомовых бассейнах Армянской ССР неравномерно. Среди них максимальное развитие имеет диатомитово-глинистый горизонт, распространенный почти повсеместно. Этот горизонт часто пространственно связан с диатомовыми глинами, в которые и нередко переходят по латерали и разрезу. Мощность отмеченных горизонтов варьирует от нескольких десятков сантиметров (Джрадзорское, Гндевазское, Цовинарское месторождения) до 40—50 м (Бриакот, Арзни и др.).

Породы отмеченного горизонта имеют органогенную структуру с

<sup>1</sup> Сюда входят также песчано-глинистые и глинисто-песчанистые горизонты.



алевритовой и пелитовой размерностью и состоят из обильного количества остатков панцирей. С этим горизонтом петрографически связаны следующие породы: диатомиты, глинистые диатомиты, диатомовые глины, трепелы (табл. 1).

В диатомитовых отложениях Армянской ССР породы этого горизонта слагают около 60% по мощности и, естественно, представляют практический интерес, тем более что после обогащения из них получают чистые диатомиты [4].

Сравнительно небольшое распространение имеет диатомитово-ракушечный (дрейсеновый) горизонт, представленный диатомовыми породами с обильной примесью известковых раковин дрейсен. Местами они переходят в ракушечники с подчиненным количеством диатомового материала.

Мощность указанного горизонта составляет 0,3—30,0 м, распространен он преимущественно в Ленинканском, Паракарском, Арзнинском и Приереванском бассейнах (завод Аэрации и др.). В обнажении это серые и темно-серые породы с зеленоватым оттенком, от диатомитовых глин они отличаются более темным цветом. Под микроскопом структура органогенно-пелитовая или алевритовая. В разрезе отмеченные породы часто переходят в известковистые глины. Этому горизонту аналогичен так называемый диатомитово-известковистый горизонт, который отличается мелкими размерами карбонатного материала. Мощность его составляет 0,2—15,0 м. Сопутствующими петрографическими породами являются известковистая диатомовая глина, известковистые трепелы. Отмеченные породы встречаются в Сисианском, Ахурянском, Арташатском, Дзорахпюрском диатомитовых бассейнах.

Диатомито-пепло-туфовый горизонт распространен преимущественно в Арзнинском, Ахурянском, Абовянском, Сисианском и Ераносском диатомовых бассейнах, Мощность—0,1—0,8 м. Это белые (с серым оттенком) породы, в которых макроскопически заметна примесь глинистого и пеплового материала. С ними ассоциируют туфы, туфо-диатомиты, их пеплово-пемзовые разновидности.

Таким образом, выделенные горизонты и их парагенезис, отражающие литолого-фациальные условия, позволяют в дальнейшем более правильно подойти к решению ряда вопросов, как геологическое картирование, стратиграфическая корреляция, геологическая разведка и эксплуатация.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 4.IV1980.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Т. А. Характерные особенности сисианской диатомитовой толщи. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
2. Авакян Т. А. Джрадорское месторождение диатомитов. Промышленность Армении, № 10, 1966.
3. Авакян Т. А. Петрографическое расчленение диатомитовых пород Ахурянского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1976.
4. Авакян Т. А., Бозоян О. Т. Опыты по обогащению Сисианского и Джрадорского месторождений. Научные труды НИГМИ, вып. IX, 1971.



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.1:541.13

А. Л. САГРАДЯН, С. А. АБРАМЯН, Р. М. СИРУНЯН, В. А. ЧАНТУРИЯ,  
Б. И. ИСААКЯН, Н. Г. ЧАЛАБЯН

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И МЕТОДИКА  
ИССЛЕДОВАНИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ -  
СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Постоянное развитие науки и техники, внедрение их результатов в производство невозможно без дальнейшего развития теоретических вопросов, связанных с изучением флотации минералов.

При рассмотрении этих вопросов следует учитывать, что современная техника располагает рядом теоретически обоснованных концепций, достаточно успешно применяемых при совершенствовании процессов флотации [2, 3, 6, 7]. Однако некоторые из них находятся в проблемном состоянии. К ним в частности следует отнести вопросы, связанные с выяснением роли электрических явлений на границе раздела твердой и жидкой фаз, при взаимодействии реагентов с неоднородными поверхностями частиц минералов.

Важность учета электрических явлений при межфазовых адсорбционных и химических взаимодействиях объясняется тем, что каждый акт при этом, сопровождающийся переходом электронов через границу раздела твердой и жидкой фаз, связан с изменением электрического состояния поверхности минерала. Электрическое поле поверхности минерала уравновешивается противоионами в двойном электрическом слое жидкой фазы, а также носителями электрического заряда в кристаллической решетке минерала. Присутствие двойных электрических слоев с обеих сторон границы раздела фаз оказывает свое действие на процесс закрепления реагентов на частицах минералов. Следовательно, для понимания этих процессов необходимо учитывать влияние электрического потенциала поверхности минерала.

В связи с этим, отличительной чертой современных методов исследования механизма взаимодействия флотационных реагентов с частицами минералов является повышенный интерес к роли энергетического строения кристаллических решеток минералов на поверхностные процессы [1, 4, 5].

Граница раздела твердой и жидкой фаз рассматривается как самостоятельная физико-химическая система, в которой протекание различных процессов существенно отличается от объемных процессов. Этот



момент является крупным шагом в дальнейшем развитии теории флотационного процесса.

Говоря о границе раздела фаз, сульфидный минерал—жидкая фаза, следует отметить, что, слагаясь из двух пограничных слоев (дт+ж), она носит характер конкретного физического образования, простирающегося на определенную глубину контактирующих фаз. Протяженность границы раздела фаз складывается из толщины двойного электрического слоя и дебаевской длины экранирования (рис. 1, 2).

При этом энергетические свойства поверхностного слоя минерала в пределах дебаевской длины экранирования поверхностного заряда отличаются от объемных свойств кристаллической решетки. Аналогичное явление наблюдается и в пограничном слое жидкой фазы, в котором объемные свойства жидкой фазы отличаются от толщины двойного электрического слоя.

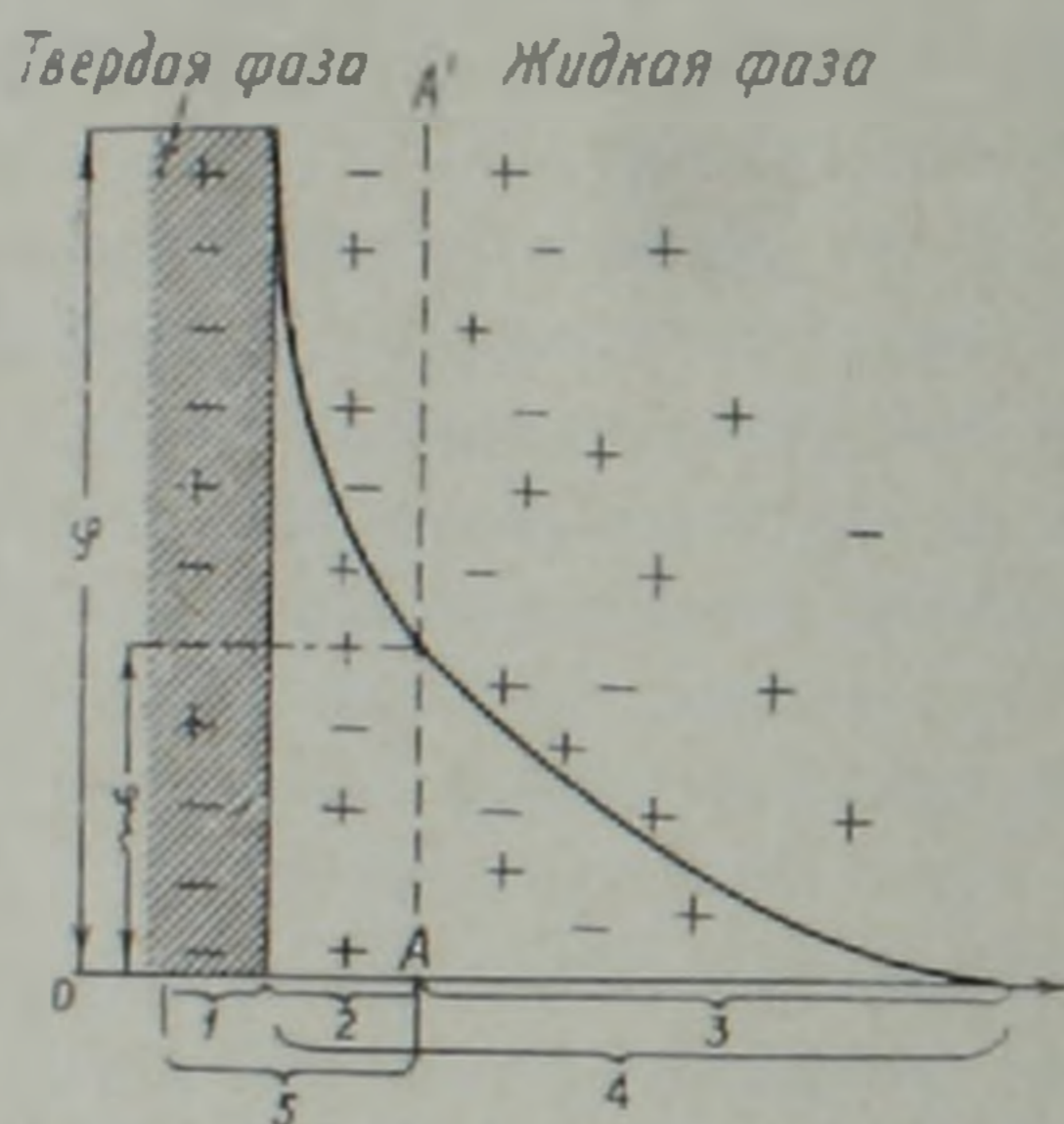


Рис. 1. Распределение зарядов у поверхности твердой фазы после погружения ее в воду: 1—внутренняя обкладка ДЭС; 2—слой Штерна—плотная часть внешней обкладки ДЭС; 3—слой Гюи—диффузная часть внешней обкладки ДЭС; 4—внешняя обкладка ДЭС; 5—слой Перрена или Гельмгольца; АА'—«граница скольжения»—условная линия между слоем Штерна и слоем Гюи; φ—разность потенциалов между поверхностью твердой фазы и объемом жидкости—электрохимический потенциал (потенциал Нериста); δ—часть разности потенциалов между «границей скольжения» и объемом раствора—электрокинетический потенциал.

Кристаллическая решетка сульфидного минерала является не простым образованием, с правильным чередованием атомов металла и серы, а представляет собой сложную электрическую систему, в которой происходят непрерывные изменения, связанные с нарушением валентных связей, состоянием химической связи, освобождением носителей электрического заряда.

В сульфидных полупроводниковых минералах количество свободных электрических зарядов зависит от наличия микропримесей или микронеоднородностей, что в целом определяет дефектность кристаллической решетки, а она связана со свободной энергией объема кристалла.

Измеряя количество свободных носителей электрического заряда в сульфидных минералах, можно судить об общем энергетическом состоянии кристаллической решетки. Сами свободные носители электрического заряда—электроны и дырки, являясь блуждающими валентностями, оказывают влияние на поверхностные процессы, протекающие на границе раздела твердой и жидкой фаз.



С учетом совокупности явлений, имеющих место на границе раздела твердой и жидкой фаз, при взаимодействии флотационных реагентов с минералами, наши экспериментальные теоретические исследования механизма действия реагентов на сульфидные минералы по бесциановой технологии обогащения золотоносной полиметаллической руды Шаумянского месторождения проводились в направлении: изучения изменения электрических свойств в различных условиях жидкой фазы, создаваемой добавками реагентов (восстановителей, окислителей), флотированности минералов.

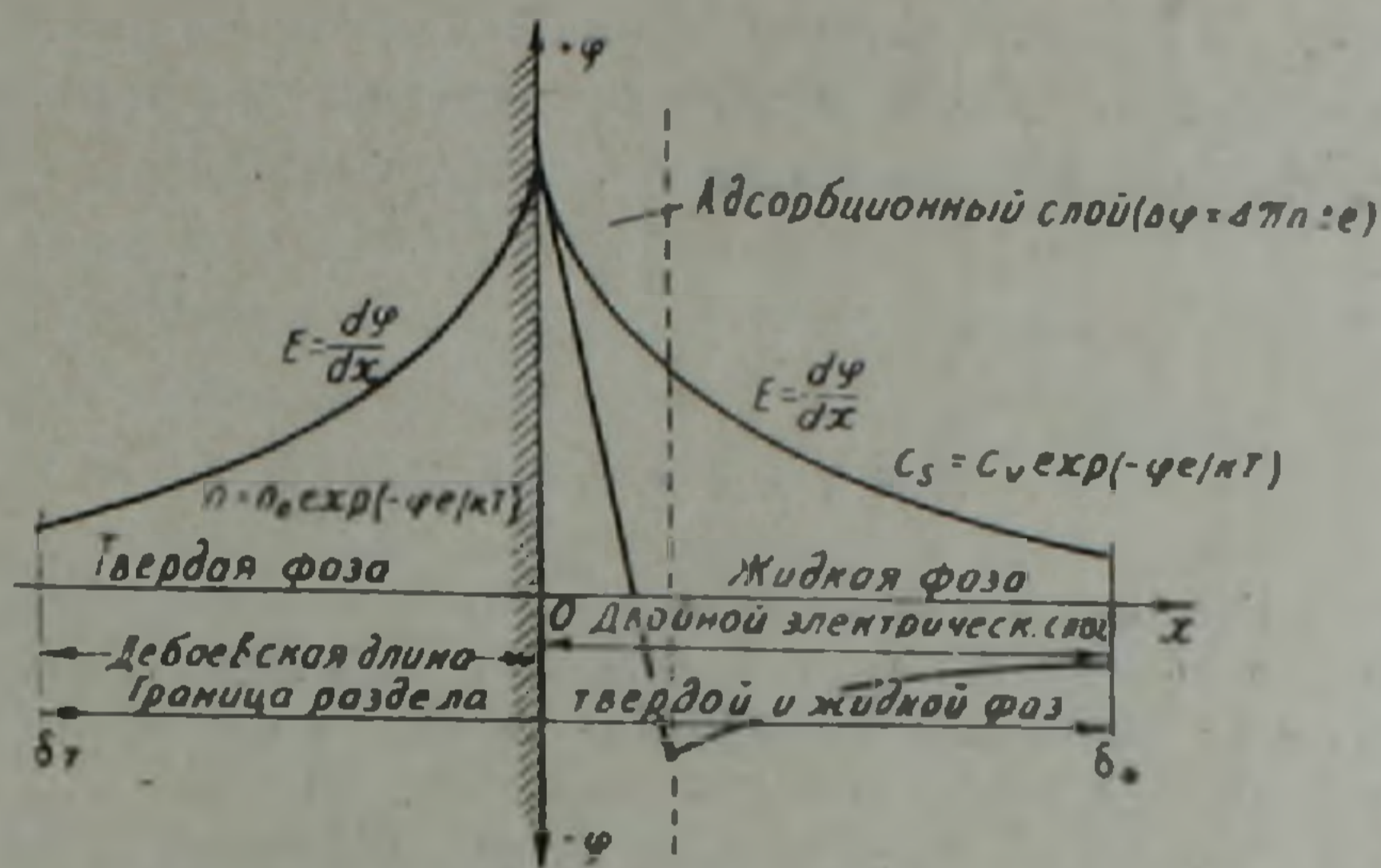


Рис. 2. Схема строения границы раздела твердой и жидкой фаз (по В. А. Чантурия и Р. Ш. Шафееву):  $\delta_t$  — толщина пограничного слоя твердой фазы, т. е. дебаевская длина экранирования поверхностного заряда

$$\delta_t = \sqrt{\frac{\epsilon k T}{8 \pi e^2 n_0}}, \quad \delta_{ж} = \sqrt{\frac{\epsilon k T N C}{8 \pi e^2 z \cdot 100}}$$

$\delta_{ж}$  — толщина жидкой фазы, ионной «атмосферы» Дебая—Гюкеля, т. е. двойной электрический слой;  $\delta_t + \delta_{ж} = \delta_0$  — толщина границы раздела твердой и жидкой фаз, т. е. сумма дебаевской длины экранирования в минерале и толщины двойного электрического слоя в жидкости,  $\phi$  — электрический потенциал границы раздела фаз, влияющего на толщину переходного межфазового слоя;  $E$  — ширина запрещенной зоны минерала;  $X$  — ось, нормально расположенная к поверхности раздела фаз, т. е. направления процессов междуфазового взаимодействия;  $C_s$  — критическая концентрация реагента.

Для определения объемных электрических параметров твердой фазы выбраны термоэлектрический потенциал и электропроводность, которые с достаточной полнотой характеризуют полупроводниковые и энергетические свойства минералов. Для измерения поверхностных электрических свойств минералов принят метод определения электродного потенциала, характеризующего изменения, соответствующие работе электрических и химических сил поверхности минерала; изучение скорости реакций по кулоностатическому методу.

Экспериментальному исследованию предшествует изучение состава сульфидных минералов (галенита, сфалерита, халькопирита, пирита),



а также химическое и физико-химическое определение устойчивости водных растворов реагентов.

В свете изложенного, результаты проведенных экспериментальных исследований по изучению электрических свойств сульфидных минералов руды Шаумянского полиметаллического месторождения освещены в статьях: оценка реакционноспособной активности минералов по измерению  $\sigma$  и  $\alpha$ ; изучение константы скорости поверхностной реакции; измерение электродного потенциала минералов в различных условиях жидкой фазы.

Теоретическому обоснованию принятых технологических решений по обогатимости руды способствуют комплексные исследования, с применением физико-химических методов исследований.

Армнипроцветмет

Поступила 18.III.1980.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Абрамян С. А.* Исследование электрических явлений на границе раздела фаз при флотации (на примере сульфидных минералов Каджаранского месторождения). Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук, 1972.
2. *Митрофанов С. И.* Селективная флотация, Недра, М., 1967.
3. *Плаксин И. Н.* Обогащение полезных ископаемых. Избранные труды АН СССР, Научный совет по физическим и химическим проблемам обогащения полезных ископаемых, Наука, М., 1970.
4. *Саградян А. Л.* Обогащение руд Армении, Айкастан, Ереван, 1973.
5. *Чактурия В. А., Шафеев Р. Ш.* Химия поверхностных явлений при флотации, Недра, М., 1977.
6. *Шафеев Р. Ш.* О влиянии неоднородности поверхностных свойств сульфидных минералов на взаимодействие с флотационными реагентами. Автореферат. докт. диссертации, М., 1964.
7. *Эйгелес М. А.* Основы флотации несulfидных минералов. Недра, М., 1964.



УДК 550.311

Н. Е. САРАФЯН

К ЗАКОНОМЕРНОСТЯМ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ  
ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Углубление представлений о структурно-функциональной организации Земли, особенно ее коры, в свете новых геоморфологических данных, полученных с помощью космических снимков, требует не пересмотра методов и терминов, а переосмысливания целого ряда установившихся теоретических положений и, в частности, представления и взаимоотношения систем трещин, спиральных и концентрических образований, их генезиса и природы. За короткое время принципиально различными методами, в том числе и космическими, устанавливались и констатировались регулярные и разномасштабные системы, линейные (трещины, разлом, линейменты) и нелинейные (спиральные, концентрические) образования и формы как на континентах, так и в океанических массивах Земной коры. Указанные образования будучи структурными оказываются расположенными в определенной закономерности и обладают разным временем своего формирования, сохранения и «исчезновения». В статье обсуждается специфика этих образований и приводится их характеристика. Делается попытка объяснить их генезис. Приводятся некоторые доводы о возможном едином механизме возникновения континентальных и океанических линейных и нелинейных образований Земной коры.

Биб. 30 назв.