

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

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



#### ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂՆԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Տ Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ս. Հ. Գարրիբեղյան (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ս. Բ. Կուրապետյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուլյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Բ. Մ. Մելիքսերյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Խ. Տ. Միրիչանյան, է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆաբամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Академик АН АрмССР А. Т. Асленян, член-корр. АН АрмССР А. Б. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН АрмССР А. А. Габриелян (ответственный редактор), канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, доктор геол.-мин. наук А. И. Карапетян, канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), член-корр. АН АрмССР Г. И. Тер-Степанян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян (зам. ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրություն հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24ա.  
Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна. 24а

Arme 409

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ ՈՒ Թ Յ ՈՒ Ն

Հ. Հ. Սարգսյան, Ա. Ա. Սաղոյան, Ռ. Տ. Զբրաշյան, Ֆ. Գ. Մայսաձե, Ն. Շ. Սալուկ-վաձե, Խ. Ա. Ալիշույլա. Անդրկովկասի ուշ էոցենի և վաղ օլիգոցենի ֆացիալ-հնէաշխարհագրական պայմանները	3
Վ. Ա. Աղամալյան. Հայկական ՍՍՀ Մաղկունյաց լեռնաշղթայի մեզոզոյան ալրեցիոն համալիրը (ապարանի սերիա)	13
Կ. Ի. Կաբապետյան, Գ. Մ. Սուրդովնիկով. Նոր տվյալներ Հայկական ՍՍՀ իգնիմբրիտների հասակի և շերտագրության վերաբերյալ	24
Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Յու. Յա. Պոտապենկո, Լ. Վ. Սումին. Մեծ Կովկասի Բեսքեսի գրանիտոիդային զանգվածի հասակի մասին	31
Լ. Պ. Յաշվիլի. Հայկական ՍՍՀ մանգանային հանքանյութերի տարբեր ծագումնային տիպերի որոշ առանձնահատկությունները	38
Ն. Ս. Կոչազիևա. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի ասրեստաբերության հեռանկարների ղնահատումը և որոնողական աշխատանքների ուղղությունը	45
Ն. Կ. Կաբապետյան. Արդահան-Կարս-Խորասանի շրջանի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմը	50
Վ. Վ. Նահապետյան. Դինամիկ մագնիսացվածության առաջացումը Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի ապարներում	57
Թ. Հ. Բարայան, Գ. Պ. Սիմոնյան. Զանգեզուրի ուժեղ երկրաշարժերի առաջացման զոնաների տեկտոնական յուրահատկությունները	60

Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ ՈՐ Դ ՈՒ Մ Ն Ե Ր

Մ. Ա. Կուկույան. Մարջանի հանքավայրի հանքանյութերում դյուֆրենուազիտի և տվիննիտի հայտնաբերման մասին	67
Յու. Ռ. Բաղդասարյան. Երկրաշարժերի խմբավորումը Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում և որոշ հարակից շրջաններում	69

Հ Ո Ր Ի Լ Յ Ա Ն Ա Կ Ա Ն Տ Ա Ր Ե Թ Վ Ե Ր

Դեռոգի Իսայի Տեր-Ստեփանյան	75
Էդուարդ Խաչատուրի Ղուկյան	77

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Օ. Ա. Саркисян, А. А. Садоян, Р. Т. Джрбашиян, Ф. Д. Майсадзе, Н. Ш. Салуквадзе, Х. А. Алиюлла. Фацнально-палеогеографические обстановки позднего эоцена и раннего олигоцена Закавказья	3
Վ. Ա. Ագամալյան. Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР	13
Կ. Ռ. Կարապետյան, Գ. Մ. Солодовников. Новые данные о возрасте и стратиграфии игнимбритов Армянской ССР	24
Գ. Ս. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, Ю. Я. Потапенко, Л. В. Сумин. О возрасте гранитоидов Бескесского массива (Большой Кавказ)	31
Լ. Ս. Яшвили. Некоторые особенности различных генетических типов марганцевых руд Армянской ССР	38
Ն. Տ. Корчагина. Оценка перспектив асбестоносности территории Армянской ССР и направление поисковых работ	45
Ն. Կ. Կարապետյան. Механизм очагов землетрясений Ардахан-Карс-Хорасанского региона	50

<i>В. В. Нагапетян.</i> Образование динамической намагниченности в образцах горных пород Армянской ССР	57
<i>Т. О. Бабаян, Г. П. Симонян.</i> Тектонические особенности зон возникновения сильных землетрясений Зангезура	60

#### КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>М. А. Кукулян.</i> Об обнаружении дюфренуазита и твиннита в рудах Марджанского месторождения	67
<i>Ю. Р. Багдасарян.</i> Группирование землетрясений на территории Армянской ССР и некоторых прилегающих районов	69

#### ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

<i>Тер-Степанян Георгий Исаевич</i>	75
<i>Гулян Эдуард Хачатурович</i>	77

### C O N T E N T S

<i>H. H. Sarkisian, A. A. Sadoyan, R. T. Djerbashian, F. D. Maysadze, N. Sh. Salukvadze, Kh. A. Aliyulla.</i> The facial-paleogeographical conditions of the Transcaucasus Late Eocene and Early Oligocene	3
<i>V. A. Aghamalian.</i> The Armenian SSR Tzaghkuntats mountain range Mesozoic accretion complex (aparan series)	13
<i>K. I. Karapetian, G. M. Solodovnikov.</i> New dates on the Armenian SSR ignimbrites age and stratigraphy	24
<i>G. P. Baghdasarian, R. Kh. Ghukaslan, Yu. Ya. Potapenko, L. V. Sumin.</i> On the age of Beskes massif granitoids (the Greater Caucasus)	31
<i>L. P. Yashvily.</i> Some peculiarities of the Armenian SSR manganese ores various genetic types	38
<i>N. S. Korchagina.</i> The Armenian SSR territory asbestiferousness perspectives estimation and prospecting orientation	45
<i>N. K. Karapetian.</i> The Ardahan-Kars-Khorasan region seismic foci mechanism	50
<i>V. V. Nahapetian.</i> Generation of dynamical magnetization in the rock samples of the Armenian SSR	57
<i>T. H. Babayan, G. P. Simonian.</i> Tectonic peculiarities of the Zanguezoor strong earthquakes zones formation	60

#### SHORT REPORTS

<i>M. A. Kukulian.</i> On the dufrenoyseite and twinnite revealing in the ores of Mardjan ore deposit	67
<i>Yu. R. Bagdasarian.</i> The Armenian SSR and some adjacent territories earthquakes grouping	69

#### JUBILEE DATES

<i>Georgui Isaevich Ter-Stepanian</i>	75
<i>Edward Khachatourovich Ghulian</i>	77

О. А. САРКИСЯН, А. А. САДОЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН, Ф. Д. МАЙСАДЗЕ,  
Н. Ш. САЛУКВАДЗЕ, Х. А. АЛИЮЛЛА

## ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПОЗДНЕГО ЭОЦЕНА И РАННЕГО ОЛИГОЦЕНА ЗАКАВКАЗЬЯ<sup>1</sup>

На рубеже эоцена и олигоцена на территории Закавказья имели место интенсивные контрастные тектонические движения, обусловившие крупные изменения в плане расположения структурно-формационных зон, областей седиментации и денудации, в связи с этим отмечаются значительные различия в фациально-палеогеографических обстановках позднего эоцена и раннего олигоцена.

Образования верхнего эоцена и нижнего олигоцена на территории Закавказья имеют широкое развитие, характеризуются большими мощностями и разнообразием фаций. Они представлены морскими карбонатно-терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, связанными между собой сложными фациальными взаимоотношениями. Эти образования в отдельных геотектонических зонах претерпевают значительные изменения. В связи с этим палеогеографическая история территории Закавказья на рубеже эоцена и олигоцена чрезвычайно сложна. Она протекала по-разному в различных геотектонических зонах и характеризуется бурными геологическими событиями, а именно, проявлениями интенсивных контрастных тектонических движений, мощного эффузивного и интрузивного магматизма, широким развитием осадочного и вулканокластического осадконакопления, инверсией геотектонического режима, процессами складкообразования, изменениями структурного плана складчатых и разрывных дислокаций.

В позднем эоцене на позднегеосинклинальной (инверсионной) стадии развития Кавказа большая часть территории Закавказья была покрыта мелководным, а местами и умеренно-глубоководным морем и представляла собой в основном шельфовую область осадконакопления. Следует отметить, что верхнеэоценовое море по площади несколько уступало среднеэоценовому бассейну. В позднеэоценовую эпоху отмечается единый бассейн со свободным соединением между отдельными областями прогибания. Наиболее приподнятые центральные части геоантиклинали Большого Кавказа, Малого Кавказа и Талыша представляли собой сушу и являлись основными областями сноса терригенного материала. На юге были расположены блоковые островные поднятия гондванского шельфа. Более мелкие надводные и подводные поднятия были расположены на территории Аджарии, в районе Дзирульского и Цахкуняцкого выступов кристаллического фундамента, Кафанского антиклинория, Саатли-Кюрдамирского гравитационного максимума и Базумского горста (рис. 1). Суша Большого Кавказа представляла собой холмистую равнину со сглаженными формами рельефа, а поднятия Малого Кавказа характеризовались низкогорным расчлененным рельефом. Широкая связь позднеэоценовых бассейнов определила значительную область в распространении фаунистических комплексов. В то же время наблюдается обособление ряда тектоно-седиментационных бассейнов осадконакопления, в которых формировались различные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации. При этом вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации развиты в основном в Базумско-Зангезурской и Аджаро-Триалетской зонах и в Талыше. В других регионах Закавказья (северо-западный, Предмалокавказский, между-речье Куры и Иори, Евлах-Агджабединский, Шемаха-Апшеронский, Еревано-Вединский) существовали относительно глубокие прогибы, где шло накопление морских карбонатных, песчано-глинистых, местами флишевых отложений.

<sup>1</sup> Доклад прочитан на V рабочем совещании по проекту № 174 МПГК «Геологические события на рубеже эоцена и олигоцена», Москва, 1986.

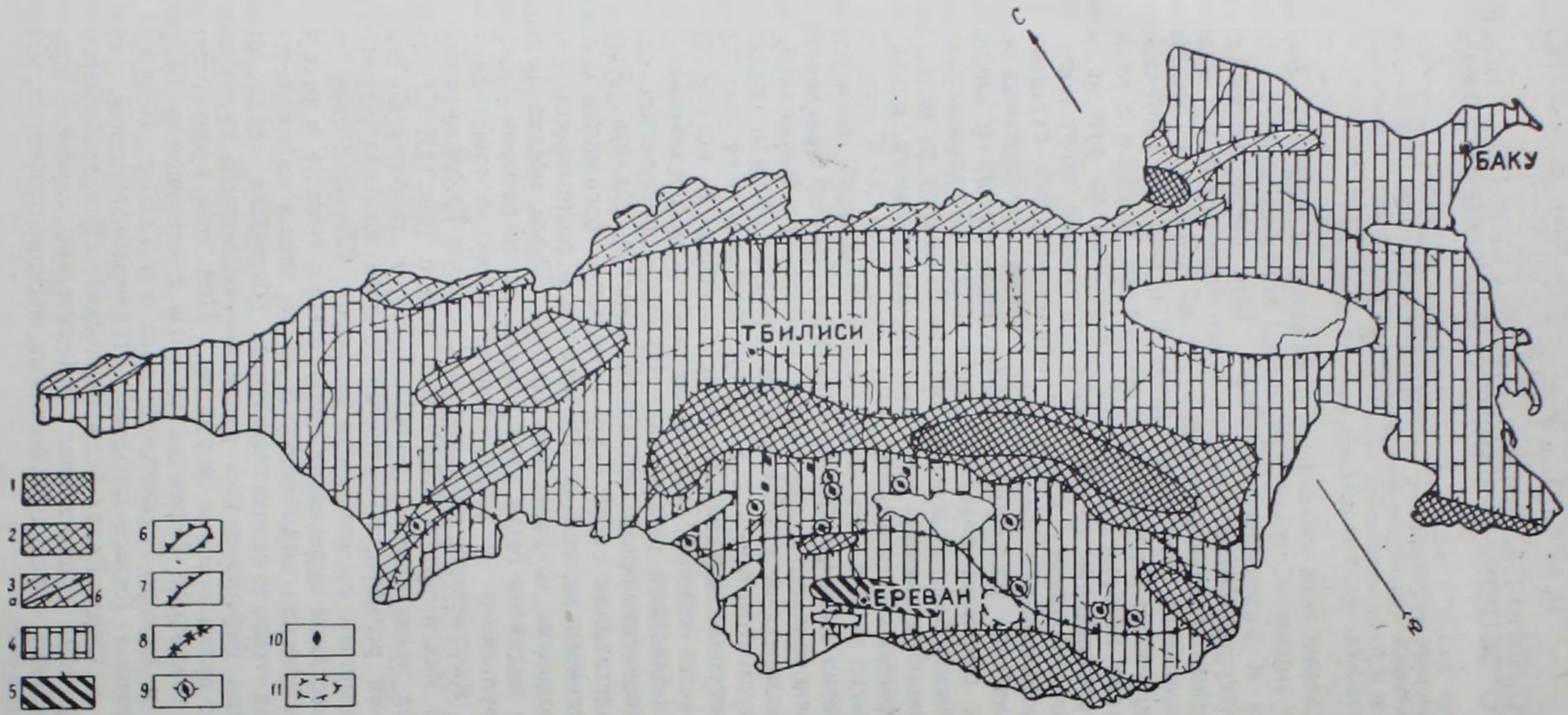


Рис. 1. Палеогеографическая карта позднего эоцена Закавказья. 1—средневысотные горы; 2—горы низкие, с резко расчлененными формами рельефа; 3<sup>а</sup>—равнины возвышенные, холмистые, с резко расчлененными формами рельефа; 3<sup>б</sup>—равнины возвышенные, холмистые, со сглаженными формами рельефа; 4—шельф (без расчленения на зоны); 5—абиссальная область моря; 6—подводные поднятия; 7—контуры береговой линии; 8—границы вулканических областей; 9—острова вулканического происхождения; 10—подводные вулканические аппараты центрального типа; 11—зоны развития рифовых построек.

В целом палеотектонический анализ показывает, что завершение главного геосинклинального этапа развития Кавказа в позднем эоцене ознаменовалось разрастанием складчатых областей Большого и Малого Кавказа, инверсией и замыканием некоторых геосинклинальных прогибов Малого Кавказа, заложением передовых, межгорных прогибов и наложенных мульд.

В позднем эоцене суша Большого Кавказа в западном направлении постепенно погружалась и покрывалась неглубоким морем, что обеспечивало связь между Закавказским и Северокавказским бассейнами. Такая связь осуществилась также восточнее Кавказской суши через Прикаспийско-Кубанский прогиб (рис. 1). В позднеэоценовое время в северо-западной части Закавказья в пределах Грузинской глыбы существовал нормально-морской карбонатный режим осадконакопления с благоприятными условиями для обитания фауны (рис. 2). В крайней северо-западной части этого бассейна (Адлерская депрессия) во второй половине позднего эоцена карбонатный режим осадконакопления сменился терригенным [14]. Южнее Аджарского поднятия происходило накопление вулканогенно-осадочных образований, которые к востоку фациально замещаются песчано-глинистыми отложениями Ахалцихской депрессии [20]. Еще восточнее, в районе г. Тбилиси появляются прослой мергеля и конгломерата. В северной части этого бассейна в междуречье Лиахви-Алазани отлагались терригенные флишевые отложения. По южной периферии флишевого бассейна к концу позднего эоцена образовались олистостромы [9]. Западнее олистостромы распространились по северной периферии Гагрско-Джавской зоны [10]. Образование олистостромов связано с проявлением позднепиренейской (собственно-пиренейской) фазы складчатости [11]. В Шемахино-Кобыстанской области в позднем эоцене формировался краевой прогиб, где шло накопление глинисто-мергельных и алевроитовых отложений с прослоями песчаников. В юго-восточном продолжении геоантиклинального поднятия Большого Кавказа в пределах Апшеронского периклинального прогиба в сложных тектонических условиях (зарождение антиклинальных и синклинальных зон) накапливались флишеидные карбонатно-терригенные отложения [16, 17]. Обширной областью прогибания в позднем эоцене была Куринская депрессия, тектоническое строение которой отличалось сложностью и разномасштабностью прогибания и воздымания отдельных участков [18]. В центре ее находилось погребенное Сатли-Курдамирское поднятие, испытывавшее относительное воздымание, где накапливались маломощные известковистые глины, песчаники, реже мергели [3]. Такие же осадки накапливались в других участках депрессии, но мощности их на разных участках варьируют от 20—30 до 300—400 м, что указывает на неравномерный характер прогибания отдельных участков (рис. 2). В позднем эоцене интенсивное прогибание испытывает Талышская зона, сопровождающаяся на юге мощными (до 1200 м) излияниями лав трахиандезито-базальтов, трахиандезитов и их пирокластов. К северу эта вулканогенная толща сменяется туфоосадочными отложениями мощностью около 1000 м. Прогибания охватили и юго-восточную часть Малого Кавказа, где в Кубатлинской зоне имело место накопление алевролитоглинистых осадков флишеидного характера мощностью 160 м [19,5].

На Малом Кавказе, испытывавшем в среднем эоцене интенсивное дифференцированное прогибание, на рубеже среднего и позднего эоцена происходят тектонические движения (раннепиренейская или триалетская орофаза), приведшие к возрастанию Сомхето-Карабахской геоантиклинальной суши, инверсии и структурному расчленению геосинклинальных прогибов [4, 15]. Бурный вулканизм, проявленный в позднем эоцене в центральной части Малого Кавказа, к концу этого времени постепенно идет на убыль. Он характеризуется преимущественно центральным типом извержений. Последние приурочены

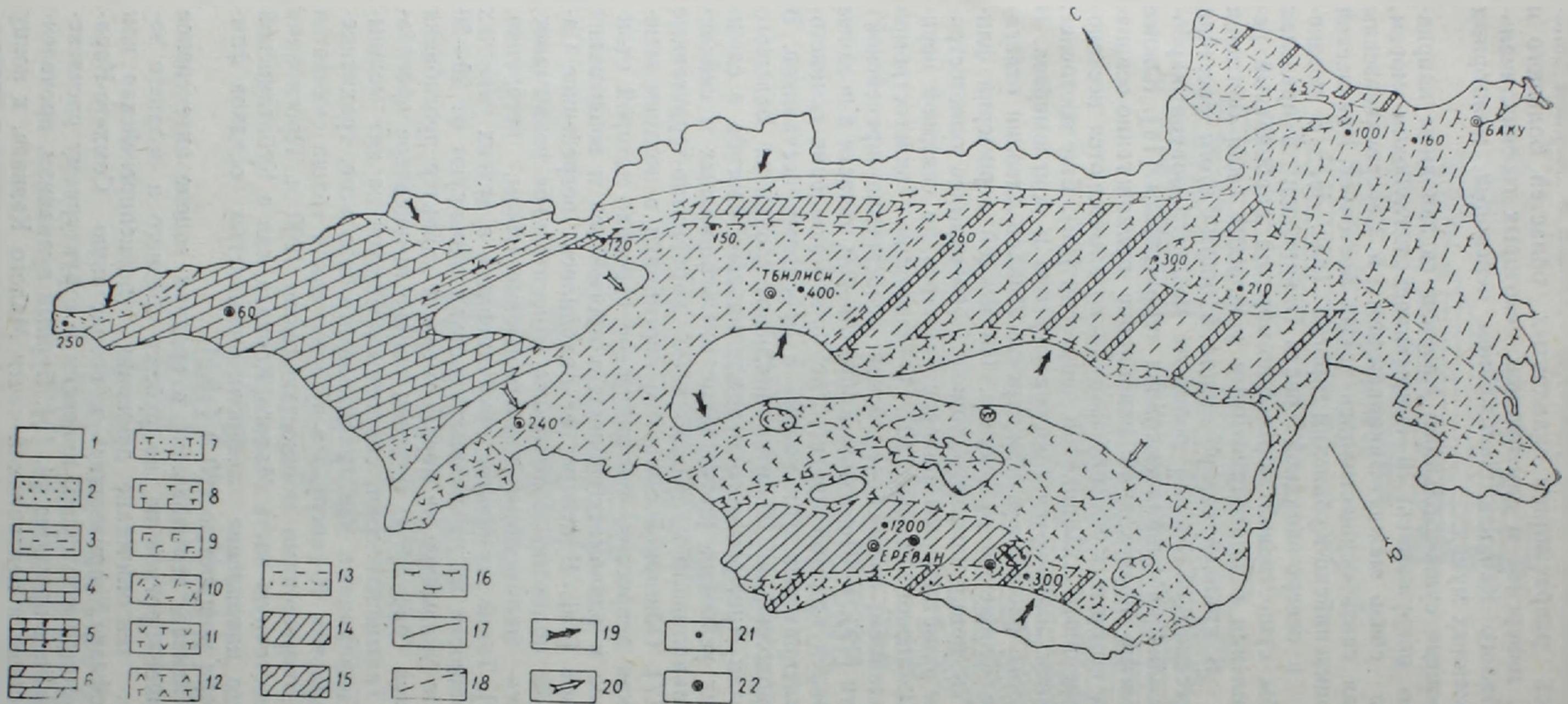


Рис. 2. Литолого-фациальная карта позднего эоцена Закавказья.

1—суша (область сноса); 2—песчаники; 3—аргиллиты, глины; 4—известняки; 5—известняки рифогенные; 6—мергели; 7—вулканотерригенные породы; 8—эффузивы и пирокласты среднего состава; 9—экструзивы среднего состава; 10—экструзивы кислого состава; 11—эффузивы и пирокласты основного состава; 12—эффузивы и пирокласты субщелочного и щелочного состава; 13—чередование аргиллитов, песчаников; 14—флиш; 15—олистостромовые толщи; 16—нак известковистости в породах смешанного состава; 17—граница море-суша; 18—граница литологических комплексов; 19—главное направление сноса обломочного материала; 20—второстепенное направление сноса обломочного материала; 21—мощности; 22—опорные разрезы.

или к вулканическим островам в пределах внутренней зоны шельфа, или к прибрежно-континентальным условиям и часто образуют отдельные вулкано-тектонические структуры. Значительные объемы пирокластического материала среднекислого и среднеосновного составов участвуют в строении терригенных толщ. В структурном плане Приараксинской миеосинклинальной зоны в позднем эоцене существенных изменений не произошло. В приереванском прогибе в умеренно-глубокой зоне бассейна продолжалось накопление мощных (до 1000 м) флишевых карбонатно-терригенных отложений [12]. К востоку морской бассейн несколько мелет. Мощности верхнеэоценовых отложений сокращаются до 300—500 м, содержание карбонатных пород увеличивается, встречаются слои с нуммулитами, рифовыми известняками и конгломератами [13]. Еще восточнее, в центральной и восточной частях Ехегнадзорского синклинория указанные отложения фациально замещаются вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями [4, 7].

Характер отложений и фауны (нуммулиты, кораллы, крупные гастроподы и др.) свидетельствует о тропических (субтропических) условиях, а также о нормальном гидрологическом режиме морских водоемов рассматриваемого времени. В целом в области юго-западных склонов и предгорий Малого Кавказа в позднем эоцене в основном существовали гумидные условия седиментации. В составе верхнеэоценовых пород резко преобладают морские карбонатно-терригенные сероцветные отложения. Большинство форм верхнеэоценовой фауны стеногалинные, стенотермные, обитавшие в теплых морских водах с нормальной соленостью и газовым режимом [4]. Климат на суше был теплым, переменным-влажным, с тенденцией к аридизации. На суше преобладали субтропические и тропические растения, а также различные хвойные. В составе флоры возрастает роль ксерофильных ассоциаций.

На рубеже позднего эоцена и раннего олигоцена произошли мощные складко-горообразовательные движения (собственно-пиренейская фаза), обусловившие воздымание и расширение геоантиклинальных поднятий Большого и Малого Кавказа, миграцию прогибов к северо-востоку и юго-западу, замыкание прогибов и образование на их местах новых участков суши и источников сноса обломочного материала. В рассматриваемое время значительно изменились палеогеографические условия и план расположения седиментационных и денудационных зон (рис. 3.). В раннем олигоцене отмечается прогибание Рионской межгорной впадины, расположенной между Аджарской и Кавказской сушами. Прогибание сопровождалось частичной трансгрессией. Более интенсивное прогибание испытывала западная часть впадины, которая превратилась в батнальную область моря. Здесь в раннем олигоцене отлагались карбонатные глины майкопской серии (хадумская свита), а затем и некарбонатные глины с прослоями песчаников [8]. Южнее Аджарской суши в раннем олигоцене существовали иные условия осадконакопления, где отлагались толстослоистые песчаники с прослоями глины и конгломератов. К востоку от Аджарского и Дзирульского поднятий бассейн в раннем олигоцене оставался относительно неглубоководным, здесь также осаждались хадумские слои (рис. 4)

В Куринской межгорной впадине, Прикаспийско-Кубинской области, Апшеронском периклинальном, Шемахино-Кобыстанском прогибах почти повсеместно нижний олигоцен начинается с хадумского горизонта, содержащего остатки планорбеллы [1]. В пределах Апшеронского периклинального прогиба хадумский горизонт связан с верхним эоценом постепенным переходом. В хадумское время неравномерному усиленному прогибанию подвергался Шемахино-Кобыстанский прогиб. На рубеже эоцена и олигоцена имело место тектоническое расчленение дна прогиба. В интенсивно прогибающихся участках мощность песчано-глинистых пород хадумского горизонта превышает

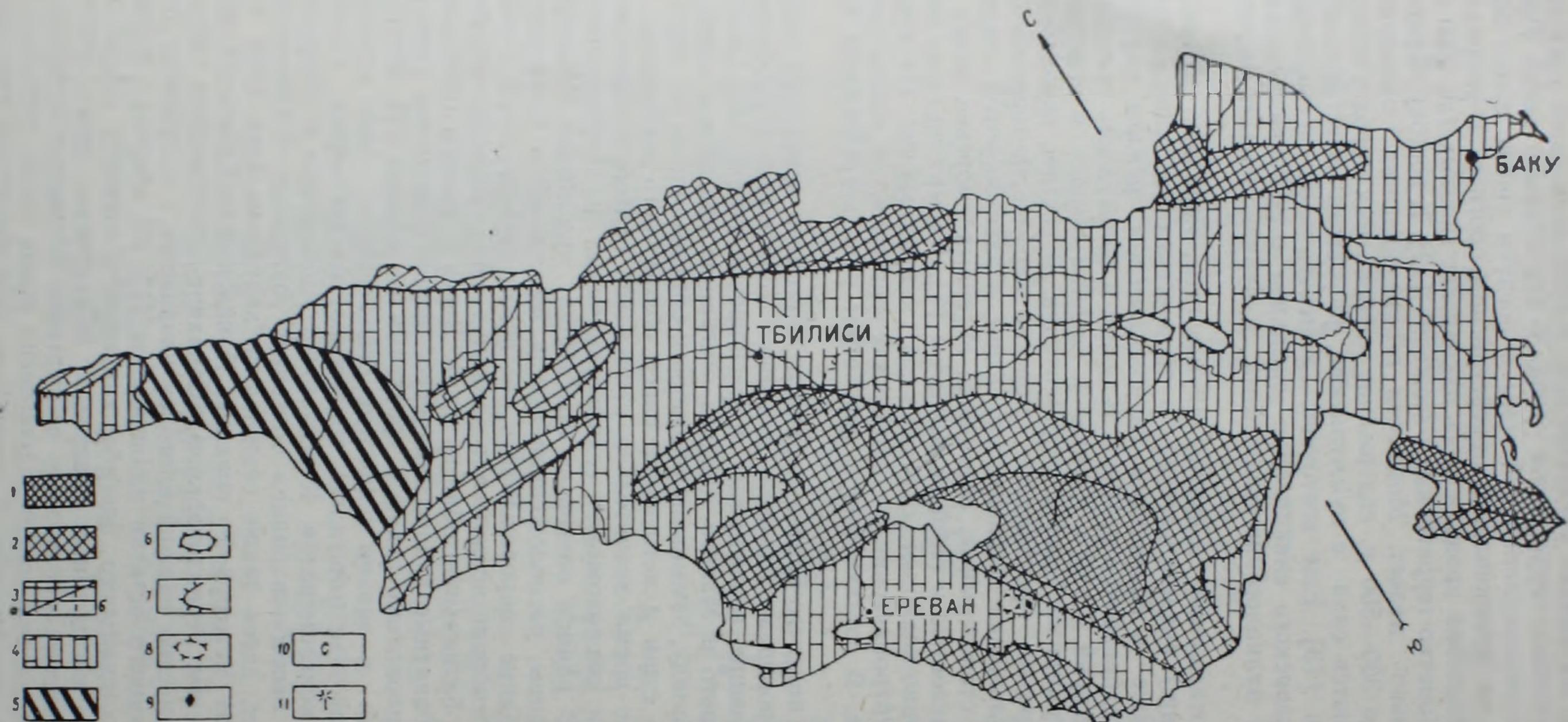


Рис. 3. Палеогеографическая карта раннего олигоцена Закавказья.

1—средневысотные горы; 2—горы низкие, с расчлененными формами рельефа; 3<sup>а</sup>—равнины возвышенные, холмистые, с резко расчлененными формами рельефа; 3<sup>б</sup>—равнины возвышенные, холмистые, со сглаженными формами рельефа; 4—шельф; 5—батинальная область моря; 6—подводные поднятия; 7—контуры береговой линии; 8—зоны развития рифовых построек; 9—подводные вулканические аппараты центрального типа; 10—надводные вулканические аппараты центрального типа; 11—лесная растительность субтропиков.

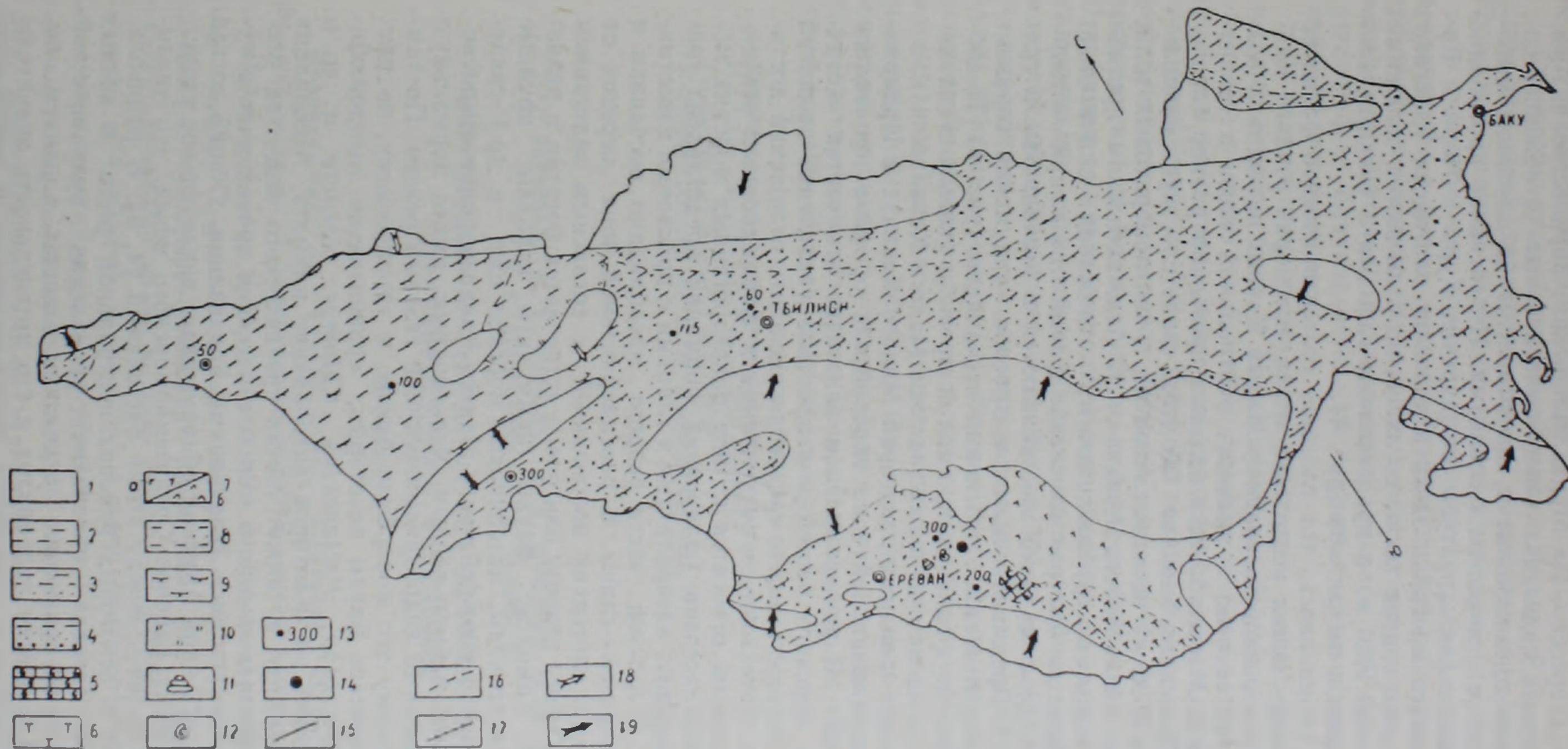


Рис. 4. Литолого-фацциальная карта раннего олигоцена Закавказья.

1—суша (область сноса); 2—аргиллиты, глины; 3—глины, песчаники, с преобладанием глины; 4—глины, песчаники, конгломераты, с преобладанием песчаников; 5—известняки рифогенные; 6—вулcano-терригенные породы; 7—эффузивы и пирокласты среднего состава; 8—чередование глины и песчаников; 9—знак известковистости в породах смешанного состава; 10—опоки; 11—фораминиферы; 12—гастроподы, 13—мощности; 14—опорные разрывы; 15—граница море-суша; 16—граница литологических комплексов; 18—второстепенное направление сноса обломочного материала; 19—главное направление сноса обломочного материала.

360 м. Неравномерное прогибание в хадумское время испытывала также и Куринская депрессия. На Мурадханлинском, Зардобском и Амрахском погребенных поднятиях нижнеолигоценовые отложения согласно сменяют верхнеэоценовые и представлены в основном маломощными (до 100 м) глинистыми осадками. Интенсивное прогибание в олигоцене испытывали структуры междуречья Куры и Иори и Евлах-Агджабединского прогиба. Здесь отложения олигоцена залегают на породах верхнего эоцена также согласно, но отличаются большими мощностями (более 1000 м) и представлены глинами с тонкими прослоями алевролитов и песчаников (рис. 4).

Выше уже упоминалось, что сложное геотектоническое развитие в раннеолигоценовое время испытывал мегантиклинорий Малого Кавказа. После позднеэоценового времени Малый Кавказ интенсивно воздымался, более интенсивно в пределах центральной части и северо-восточных склонов. Масштаб этого подъема превышал размер такового в пределах Большого Кавказа. Об этом свидетельствует накопление мощных (до 3500 м) песчано-глинистых и конгломератовых толщ в передовых прогибах Малого Кавказа. В Агджакендском прогибе количество и мощность грубообломочных отложений значительно возрастает. Отмечается быстрое изменение фаций отложений—отдельные пачки конгломератов часто выклиниваются в песчанистые и гравелистые слои. В Предмалокавказском прогибе хадумский горизонт сложен в основном глинами с прослоями песчаников (рис. 4). Подобное резкое изменение фаций от прогиба к прогибу указывает на неравномерное воздымание отдельных участков Малого Кавказа.

В пределах юго-западных предгорий Малого Кавказа в Приараксинской многоосинклинальной зоне пиренейская орофаза проявилась относительно слабо. В раннем-среднем олигоцене отмечается частичное сокращение морского бассейна и заметное увеличение поднятий (рис. 3). Здесь мощность нижне-среднеолигоценовых отложений достигает 1000 м. По геотектоническим условиям и формационным особенностям эти отложения относятся к типу раннеорогенных морских моласс. Эта нижнемолассовая (шлировая) формация представлена гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями известняков и мергелей. В нижней части разреза преобладают песчаники и алевролиты, в верхней—глины. В рассматриваемой зоне переход от верхнего эоцена к олигоцену постепенный с согласным залеганием слоев. Почти по всему разрезу олигоцена встречается богатая и разнообразная фауна. Комплекс фауны (пуммулиты, кораллы, крупные толстостенные гастроподы, пеллециподы, морские ежи и др.) свидетельствует о том, что в южной части Малого Кавказа раннеолигоценовое море в основном было теплым, мелководным, имело нормальную соленость, нормальный гидродинамический и газовый режим. По температурному режиму это море было близко к тропическому, но присутствие в комплексе фауны некоторых, сравнительно холодолюбивых форм (*Nuculana*, *Pectunculus*, *Chlamys*, *Astarte* и др.), вероятно, указывает на некоторое похолодание климата. Ассоциация аутигенных минералов, а также состав органического вещества указывают, что осадконакопление в морском бассейне происходило в гумидной зоне с начавшимися тенденциями аридизации. Общий состав фауны олигоцена Южной Армении обнаруживает значительное сходство с фауной южных районов Средиземноморского пояса, что указывает на широкую связь между этими бассейнами [4, 6]. В раннеолигоценовое время в некоторых районах центральной части и южных склонов Малого Кавказа отмечаются проявления вулканической деятельности. Но, по сравнению с поздним эоценом, в раннем олигоцене площади развития вулканизма и его интенсивность значительно убывают. Вулканизм приурочен преимущественно к прибрежно-континентальной зоне или к областям неустойчивой суши (рис. 4). В целом вулканизм данного возраста продолжает эволюционную линию

развития верхнеэоценового вулканизма с формированием пород андезит-трахиандезитовой формации.

Обширная суша центральной части Малого Кавказа в раннеолигоценовое время характеризовалась низкогорным расчлененным рельефом, а в среднем олигоцене заметно пенепленизируется. В олигоцене растительном покрове преобладание ксерофильных форм свидетельствует о более сухом и жарком по сравнению с эоценом, субтропическом климате. Но все же в олигоцене время, в отличие от многих, сравнительно похолодавших регионов юга СССР, климат на суше Малого Кавказа оставался теплым, переменено-влажным, тропически-субтропическим.

В раннеолигоценовое время областью накопления мелководно-морских осадков был и Нижнеараксинский прогиб, где отложения олигоцена развиты в бассейне нижнего течения р. Акера. Литологически они представлены песчано-конгломератовой толщей с прослоями глини мощностью до 900 м. Сложное геотектоническое развитие в раннем олигоцене испытывал Талыш, где хадумские отложения распространены в Ярдымлинском и Астраханбазарском синклиналиях. Отложения нижнего олигоцена представлены глинисто-песчаными образованиями с прослоями вулканических пеплов, туфов, а также мергелей, общей мощностью от 200 до 300 м (рис. 4). Эти отложения трансгрессивно и резко несогласно залегают на туфогенно-осадочной толще верхнего эоцена [2]. Фациальный состав нижнеолигоценых отложений и условия их залегания свидетельствуют об интенсивном воздымании Талыша на рубеже эоцена и олигоцена и о прогибании вышеуказанных синклиналий в раннеолигоценовое время. Эти тектонические движения сопровождались вулканической деятельностью, пирокластический материал которой накапливался в раннеолигоцене в бассейне Предталышской зоны.

Ереванский государственный университет,  
Институт геологических наук АН АрмССР,  
Геологический институт АН ГССР,  
Институт геологии им. Н. М. Губкина АН АзССР

Поступила 3.XII.1986.

Հ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Ա. Ա. ՍԱԿՈՅԱՆ, Ի. Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ, Յ. Դ. ՄԱՅՍԱԶԵ,  
Ն. Շ. ՍԱՌԻՎԻԱԶԵ, Խ. Ա. ԱՐՅՈՒՐԱՆ

ԱՆԻՐԿՈՎԿԱՍԻ ՈՒՇ ԷՈՑԵՆԻ ԵՎ ՎԱՂ ՕԼԻԳՈՑԵՆԻ ՖԱՑԻԱԼ—  
ՀՆԷԱՇԽԱՐՀԱԳՐԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Անդրկովկասի ուշ էոցենի և վաղ օլիգոցենի հնէաշխարհագրական, հնէատեկտոնական և նստվածքակուտակման առանձնահատկությունների վերականգնումը կարևոր նշանակություն ունի էոցենի և օլիգոցենի սահմանի մի շարք հարցերի ճշգրտման համար: Անդրկովկասում հիշյալ սահմանի երկրաբանական իրադարձությունները խիստ բարդ են, երկրատեկտոնական տարրեր գոնաներում դրանք տարրեր էերպով են ընթացել և բնորոշվում են հակադիր տեկտոնական շարժումների և հզոր մագմայականության արտահայտմամբ, նստվածքային և հրաբխածին նստվածքակուտակման լայն տարածմամբ, երկրատեկտոնական սեթիմի հակադարձմամբ, ծալքազոյացմամբ, լեռնադոյացման էտապի սկզբնավորմամբ և ծալքավոր ու խզումնային խախտումների սլանի փոփոխմամբ:

THE FACIAL-PALEO GEOGRAPHICAL CONDITIONS OF THE  
TRANSCAUCASUS LATE EOCENE AND EARLY OLIGOCENE

A b s t r a c t

On the Eocene and Oligocene boundary in the Transcaucasus territory the intensive contrast tectonic movements have taken place, which stimulated the significant changes in structural-formational zones as well as in sedimentation and denudation regions disposition. In this connection significant differences between facial-paleogeographical conditions of Late Eocene and Early Oligocene are pointed out.

ЛИТЕРАТУРА

1. Али-Заде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтегазоносность. Баку: Азнефтехиздат, 1945. 150 с.
2. Ализаде К. А., Халилов Д. М. Фауна и стратиграфия третичных отложений Талыша.—ДАН АзССР, т. IV, № 2, 1948, с. 80—82.
3. Алиюлла Х. А., Кошкарлы. Расчленение нижнепалеогеновых отложений Среднекуринской депрессии. «АНХ», № 10, с. 66—68.
4. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. 276 с.
5. Гасанов Т. А. Палеогеновые олистостромы Малого Кавказа.—Геотектоника, № 5, 1983, с. 74—83.
6. Григорян С. М. Фауна нуммулитид верхнеэоценовых и олигоценых отложений юго-западной части Армянской ССР.—В кн.: Стратиграфия и литология Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 101 с.
7. Джрбашян Р. Т., Садоян А. А. Особенности верхнеэоценового литогенеза Вайоцдзора.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 4, с. 32—41.
8. Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. М.: Недра, 1964. 309 с.
9. Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.
10. Майсадзе Ф. Д. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований междуречья Риони и Лиахви. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. геол. мин. наук. Тбилиси: ГИИ АН ГССР, 1970, 24 с.
11. Майсадзе Ф. Д. О новопренейской складчатости на Кавказе.—Изв. АН СССР (сер. геол.), 1984, с. 58—62.
12. Садоян А. А. Особенности образования флишевой формации датского яруса эоцена Армянской ССР и сопредельных районов.—Литол. и полезн. ископ. 1983, № 3, с. 43—56.
13. Садоян А. А., Асланян П. М. Палеогеновые ископаемые органогенные постройки бассейна р. Аракс.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 4, с. 15—27.
14. Салуквадзе Н. Ш. Палеогеновая система.—В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972, 250 с.
15. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. «Митк», 1966. 180 с.
16. Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Баку: Изд. АН АзССР, 1962, 325 с.
17. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку: Азнефтехиздат, 1950, 170 с.
18. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Азнефтехиздат, 1952. 230 с.
19. Шихалибейли Э. Ш. Основные черты истории тектонического развития Азербайджана.—Изв. АН АзССР, 1981, № 2, с. 14—20.
20. Шубладзе Р. Л. К петрохимии верхнеэоценовых вулканогенных пород (адигенская свита) Ахалцихской депрессии.—Сообщ. АН ГССР, 1968, т. 49, № 1, с. 79—81.

В. А. АГАМАЛЯН

МЕЗОЗОЙСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС  
(АПАРАНСКАЯ СЕРИЯ) ЦАХКУНЯЦКОГО  
ХРЕБТА АРМЯНСКОЙ ССР

Детальными исследованиями западного склона Цахкуняцкого хребта апаранская серия (толща) представляется как группа нижне-среднеюрских океанических формаций общей мощностью более 6 км, которая расчленяется на четыре свиты—сараланджскую, лусагюхскую, тухманукскую и миракскую. Выделенные свиты изображаются как тектонически совмещенные самостоятельные пластины различных физико-географических зон юрского океанического ложа, слагающие аккреционную призму палеожелоба континентальной окраины. Общее восток-северо-восточное падение всей апаранской серии трактуется как свидетельство субдукции океанической коры под Цахкуняцкий континентальный выступ в юрско-раннемеловое время. С этой субдукцией связывается также внедрение тонзлитовых интрузивов (при допущении миграции шва к юго-западу), а также аргоновое омоложение кристаллических сланцев в условиях повышенного потока над зоной субдукции.

Цахкуняцкий хребет сложен крупным горстовым выступом докембрийского кристаллического фундамента (Цахкуняцкий кристаллический массив) площадью 600 кв. км, перекрытым на склонах верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, периклинально замыкающимися на юго-востоке и северо-западе. На западном склоне хребта развита апаранская серия к северу от пос. Апаран, в районе селений Сараландж, Лусагюх, Меликгюх и Курибугаз на протяжении 15 км, при ширине до 7 км, с обнаженной площадью около 50 кв. км и с перепадом высот от 2800 до 1900 м, т. е. с эрозионным срезом в 900 м.

До недавнего времени апаранская серия (толща) включалась в состав древнего метаморфического комплекса как его наиболее верхняя часть («древняя вулканогенная толща докембрия—нижнего палеозоя» [12], «апаранская свита нижнего силура» [5], «агверанская свита ордовика» [4]). Сходные образования Спитакского перевала и холма Вардаблур были выделены К. Н. Паффенгольцем под названием «вулканогенный турон» как соответствующие комплексу *„Diabas-Grünstein, massing und in allen klastischen Ausbildungsformen“* Г. Аби́ха [14]. Эти последние были закартированы затем П. Л. Епремяном и выделены в «менсарскую свиту ордовика». Часть менсарской свиты была закартирована А. Р. Арутюняном и под названием «цахкасарской свиты» впервые отнесена к юре [6], включая и небольшой участок собственно апаранской толщи между селениями Курибугаз и Меликгюх, тогда как большая ее часть к югу от с. Меликгюх оставалась в составе докембрия—нижнего палеозоя. В указанных работах расчленение апаранской серии не приводилось и она воспринималась как единая «свита».

Разрез апаранской серии нами в 1973 г. был отождествлен с разрезом основания юрской толщи верховьев ущелья р. Ахум Шамшадинского района (аспидная толща тоара-аалена и порфириды нижнего байоса). В составе апаранской серии были впервые выделены аспидно-терригенная толща аргиллитов и алевролитов у с. Сараландж, толща шаровых лав—спилитов, вариолитов и толща полифировых вулканитов, а также субвулканические тела кварцевых порфиров и дайки гранодиорит-порфиров. В докембрии, наряду с плагиогранитами и различными сланцами, были идентифицированы гранито-гнейсы в виде полосы от с. Чкнах до с. Курибугаз, скоррелировав их с гранито-гнейсами Бжнийского массива [1].

А. А. Белов и С. Д. Соколов в 1973 г. отнесли апаранскую серию к нижнему-среднему мезозою и расчленили ее на свиту «диабазов» (3000 м), «туфогенную» свиту (1000 м) и свиту «аргиллитов и алевролитов» (350 м), а ниже последней выделили еще три пачки вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород мощностью более 500 м.

Гранито-гнейсы полосы Чкнах-Меликюх выделили под названием «граниты лусагюхского типа», внедренные «вдоль надвига, когда движения вдоль него еще не закончились». Авторы отнесли апаранскую серию к автохтону, а комплекс кристаллических сланцев—к аллохтону, надвинутым двумя пластинами к западу на автохтон с опрокидыванием слоев последнего на запад. Впервые отнесли свиту «диабазов» к океаническим толентам и провели общую аналогию с вулканитами района Спитакского перевала, с основными вулканитами южного Зангезура, с основными вулканитами офиолитов Севан-Акеринского и Вединского поясов, а также с пластинчатым комплексом и пиллоу-лавами офиолитов Трудос (Кипр). Механизм образования апаранской серии был представлен как растяжение континентальной коры и спрединг в раннем-среднем мезозое, синхронно с офиолитовыми трогами Севанского и Вединского поясов, толентовый мощный вулканизм в трогге океанического типа (типа Красного моря), затем, в позднем мелу—сжатие и надвигание на них кристаллического массива [8].

Подтверждая большинство геологических контуров и идентификаций пород авторов [8], следует указать, что: а) «граниты лусагюхского типа», т. е. гранито-гнейсы не секут, а повсеместно имеют тектонические контакты с вулканитами апаранской серии и относятся к комплексу кристаллического фундамента докембрийского возраста; факты прорывания вулканитов гранитами относятся к неокомскому комплексу розовых лейкократовых гранитов, широко развитых в зоне Лусагюхского надвига; б) свита «диабазов» состоит из двух генетически различных свит—свиты собственно океанических диабазов (спилиты, вариолиты) и свиты полифировых порфиритов островодужного типа, выделяемых ниже соответственно как лусагюхская и миракская свиты; в) сопоставления с океаническими образованиями относятся в основном к свите «диабазов», но не ко всей апаранской серии в целом. В этих сопоставлениях не нашлось места для «туфогенной» свиты и свиты «аргиллитов и алевролитов». Они выделяются нами соответственно как тухманукская и сараланджская свиты. Как будет показано ниже, тухманукская свита представляет типичный турбидитовый клин глубоководных желобов, а сараланджская—отложения континентального подножия. Подобное совмещение различных зон океана в небольшом пространстве соответствует уже не простому надвиганию континентального блока на океан, а более сложному сочетанию пластин океанической коры, пододвинутых под континентальную окраину.

В работе З. О. Чибухчяна [17] и его статье с соавторами [7], рассматриваются минералого-петрографические и петрохимические особенности плагиогранитов докембрия, габбро и диабазов апаранской серии, тоналитов Миракского интрузива, а также гранито-гнейсов и лейкократовых гранитов полосы Чкнах-Лусагюх. Последние объединены в комплекс «лейкогранитов», как прорывающий вулканиты апаранской серии. Подвергнув эту возможно гетерохронную совокупность гранитов рубидий-стронциевому определению без разделения, авторы [7] получили, на мой взгляд, эрохрону с возрастом  $371 \pm 13$  млн. лет, что ведет к возрождению устаревшего мнения В. Н. Котляра [12] о нижнепалеозойском возрасте вулканитов восточной части апаранской толщи.

В. Т. Акопян [3] отнес апаранскую толщу вместе с «менсарской» свитой к апту (не исключая и сеноман-нижнеконьякский возраст по аналогии с офиолитами), сопоставляя ее с «гехинской» свитой Зангезура. К аналогичному выводу пришел также А. А. Габриелян с соавторами [9], предлагающий единое название «гехинская свита апта» для сходных вулканитов, развитых в Зангезуре, на Цахкуняцком и Памбакском хребтах.

Р. А. Хоренян провела подробное изучение петрографии, минералогии, геохимии вулканитов «менсарской» свиты и заключенного в них Гехаротского тоналитового интрузива [15]. Петрологические ис-

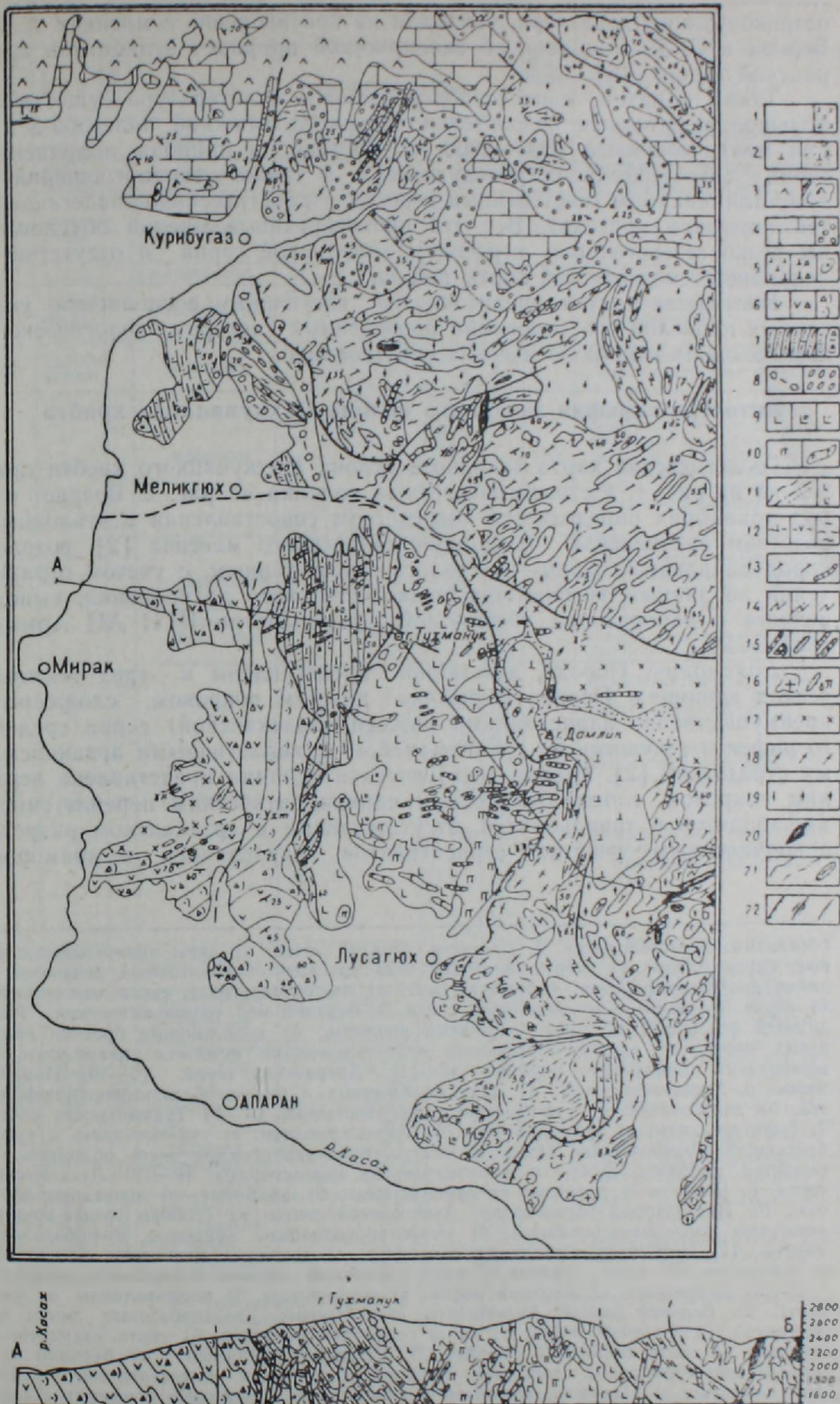


Рис. 1 Геолого-петрографическая карта западного склона Цахкуняцкого хребта (Составил В. А. Агамалян).

Условные обозначения. 1 Четвертичные отложения: а) озерные, вулканогенные, аллювиальные и делювиальные; б) отложения орешковой пемзы. 2. Нижний плиоцен, Техенисская свита: а) риолиты полосчатые; б) перлиты.

следования позволили отнести полифирсовые вулканиты к толентам островодужного характера, указывая на противоречие с мнением А. А. Белова и С. Д. Соколова об океанической природе вулканитов апаранской толщи [16].

Таким образом, к настоящему времени в литературе существует большое разночтение относительно возраста (нижний палеозой-верхний мел), мощности (600—3000 м), состава и природы апаранской серии (океанические-островодужные), а также ее соотношений с кристалликумом (постепенный переход—трансгрессивное налегание—тектонический контакт). Все эти противоречивые мнения обусловлены резко гетерогенным строением апаранской серии и отсутствием подробной геологической карты района.

Настоящая статья предназначена частичному восполнению указанных пробелов на основании проведенных автором геологического картирования и петрологических исследований.

### Литостратиграфия западного склона Цахкуняцкого хребта

Геологическая карта западного склона Цахкуняцкого хребта приведена на рис. 1, а стратиграфическая колонка на рис. 2. Возраст пород докембрия определяется посредством сопоставления с эталонным разрезом арзаканской части кристаллического массива [2], возраст пород апаранской серии—по геологическим данным, с учетом ограничений по данным абсолютного радиологического датирования, выполненного в лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Армянской ССР.

*Докембрий.* Породы докембрия представлены в трех тектонических единицах. Первая выражена нижним покровом, сложенным преимущественно парасланцами нижней (арзаканской) серии среднего рифея и секущими их гранито-гнейсами, аналогичными арзаканскому стратотипу [2]. Вторая тектоническая единица представлена верхним покровом, сложенным тесным синкинематическим переплетением амфиболитов и трондьемитов, отсутствующим в арзаканском разрезе, с подчиненным участием серпентинитов, парасланцев и мраморов.

---

обсидианы, пемзовые пески. 3. Палеоген, средний эоцен: а) лавы андезитобазальтовые, пирокластика; б) субвулканические тела крупнороговообманковых андезитов и дайки диорит-порфиритов. 4. Верхний мел: а) сантон-маастрихт, свита известняков; б) верхний коньяк, конгломератовая свита. 5. Верхний мел (радиологический). Риолитовая формация: а) лавы полосчатых риолитов; б) взрывные брекчии кварцевых порфиров; в) кварц-порфировый субвулканический комплекс: кварц-двуполевошпатовые риолитовые порфиры. (6—11) Апранская серия. (6—10) Нижний байос: б. Миракская свита: а) лавы базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов, б) лавобрекчии, в) туфобрекчии и туфопесчаники. (7—8) Тухманукская свита. 7. Туфотурбидиты: а) туфоаргиллиты; б) туфоалевролиты; в) туфопесчаники и туфобрекчии. 8. Меликгюхская пачка: а) олистострома—хаотическая смесь обломков вариолитов, диабазов, габбро и известняков; б) конгломераты. (9—10) Лусагюхская свита. 9. Спилиты и диабазы: а) вариолитовые; б) афировые; в) спорадопорфировые. 10. Интрузивные образования лусагюхской свиты: а) габбро средне-крупнозернистые, амфиболитизированные; б) микрогаббродиабазы афировые, амфиболитизированные. 11. Тоар-аален. Сараланджская свита: а) аспидные аргиллиты, алевролиты и песчаники; б) лавы афировых мандельштейнов состава оливнивого гавайита. (12—14) Докембрий. 12. Верхний рифей: а) порфиронды, б) порфиритоиды, в) филлиты. 13. Верхний рифей. Амфиболиты апогаббровые, аподиабазовые, линзы известняков. 14. Средний рифей: а) свита графитовых сланцев, б) свита кварцитовых сланцев, в) свита пятнистых сланцев. 15. Дайкозые комплексы: а) Верхний мел. Гранодиорит-порфировый дайковый комплекс, б) Неоком. Спессартитовый дайковый комплекс, в) Палеоген. Крупнороговообманковые диоритовые порфириты. (16—20) Интрузивные формации. (16—17) Неоком. 16. Лейкократовые граниты. 17. Тоналиты. (18—20) Докембрий. 18. Гранито-гнейсовая формация. 19. Трондьемитовая формация. 20. Ультрамафитовая формация. 21. Контакты пород: а) стратиграфические; б) интрузивные; в) обвалы. 22. Разломы: а) Лусагюхский надвиг (подвиг); б) сдвиги; в) прочие разломы.

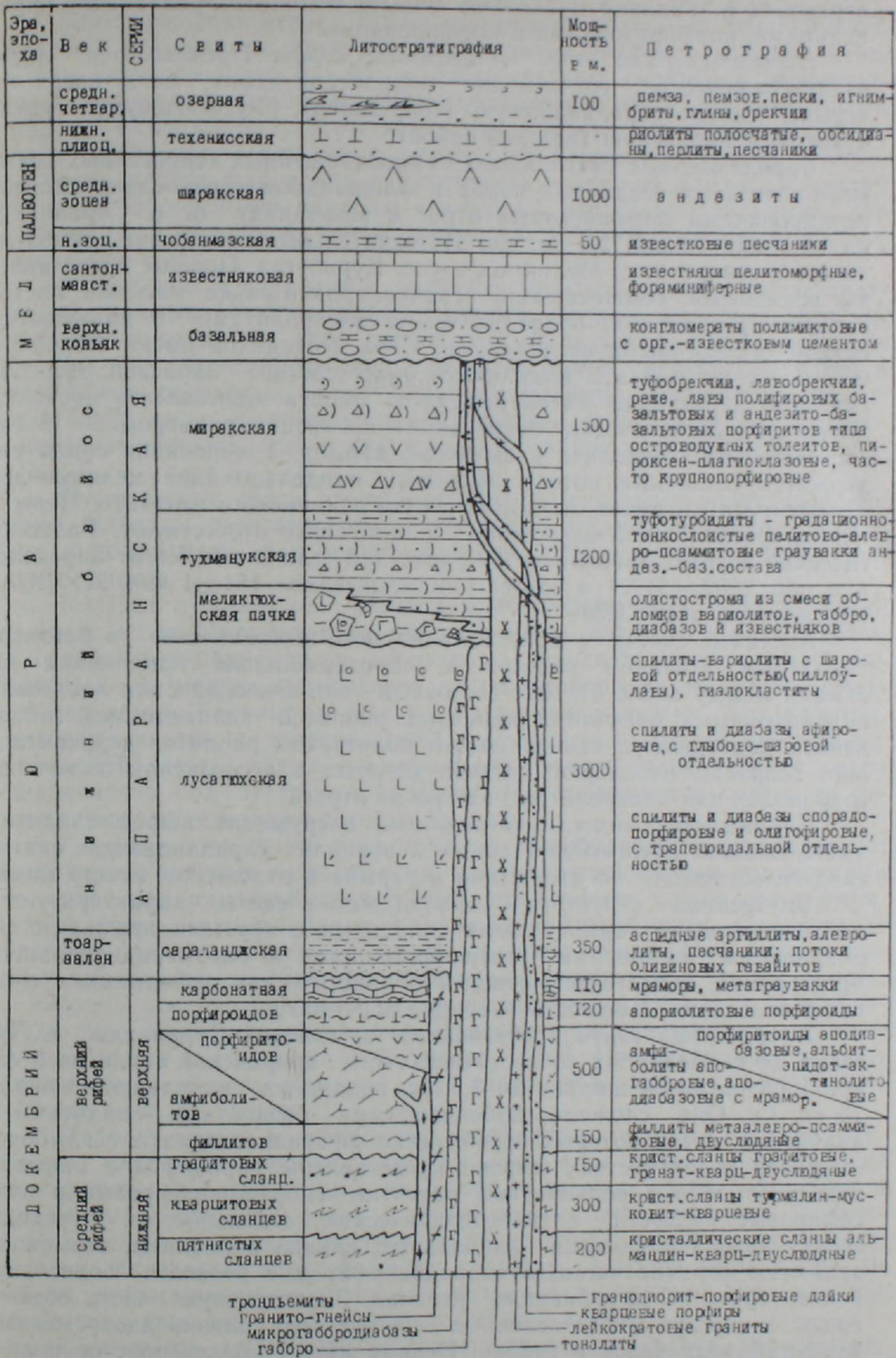
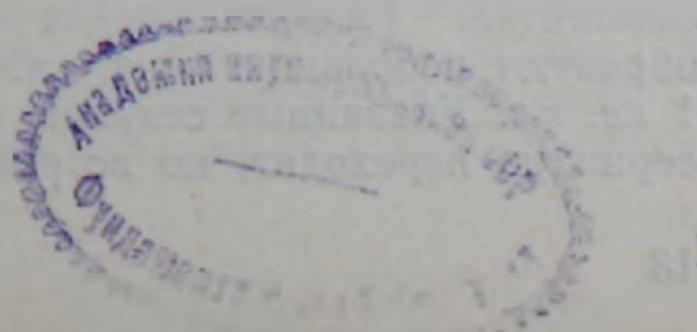


Рис. 2. Стратиграфическая колонка западного склона Цахкуняцкого хребта.



Третья тектоническая единица, ограниченная разломами, выступает в верховьях р. Галавар и сложена сильно милонитизированными парасланцами, порфиритоидами и порфироидами.

*Нижняя-средняя юра. Апаранская серия.* Предлагается литостратиграфическое расчленение апаранской серии снизу-вверх на четыре свиты: сараланджскую (тоар-аален), лусагюхскую, тухманукскую и миракскую (нижний байос).

*Сараланджская свита.* Свита темноокрашенных терригенных псаммито-пелитовых осадочных пород в флишоидном чередовании слагает изолированный близширотный отрог к юго-западу от с. Сараландж на площади около 3,5 кв. км. Незначительные обнажения имеются также к северу от с. Меликгюх и у с. Курибугаз. Породы представлены аспидными, темно-серыми, нередко сравнительно мягкими листоватыми аргиллитами, более плотными алевролитами и плитчатыми слюдисто-аркозовыми песчаниками. Слои песчаников имеют мощность 0,3—0,5 м до 1—2 м и выделяются более светлой окраской. Для аргиллитов характерны пятна дендритов пирита желтоватого цвета на плоскостях листоватости. Встречаются конкреции размером 5—15 см, состоящие из алевролита с примесью кремня. У основания свиты содержатся согласные потоки афировых мандельштейнов мелкоиндалекаменного сложения, имеющих состав оливинового гавайита. Известковые прослои, либо известняки в этой свите отсутствуют. Радиологический возраст аргиллита—201 млн. лет (единичное Rb/Sr определение, обр. 2202=5477), а потока мандельштейна—154±4 млн. лет (K/Ar определение, обр. 2325).

Контакты свиты с кристалликумом тектонические с близвертикальным стоянием пластов и гидротермальным изменением на стыках между ними. Их юго-восточный тектонический стык «залечен» инъекционными брекчиями калиевых риолитов, являющимися заполнением подводящего канала потока полосчатых риолитов верхнемелового возраста, небольшой останец которых в несогласном залегании сохранился над алевролитами на гребне отрога.

Наблюдается конседиментационное погружение шаров спилитов вышележащей лусагюхской свиты в аргиллит сараланджской свиты, свидетельствующее об отсутствии перерыва в отложении между ними.

Внутренняя структура сараланджской свиты характеризуется многочисленными гармоничными складками с крутыми крыльями, но с пологими шарнирами северо-восточного и близмеридионального простираний, свидетельствующими о пластических деформациях сжатия и волочения. Мощность—порядка 350—400 м.

*Лусагюхская свита* протягивается от селений Сараландж и Лусагюх до с. Меликгюх по восточной части апаранской серии на 9 км при максимальной ширине до 3,5 км, обнажаясь на площади около 15 кв. км. Она сложена глубоководными базальтами—спилитами и диабазами, среди которых преобладают афировые спилиты с глыбово-шаровой отдельностью, широко представлены вариолиты с шаровой отдельностью и в подчиненном развитии—спорадопорфиновые и олигопорфиновые разности с трапецеэдрической отдельностью. Переходы между ними постепенные—фациальные, однако вариолиты, возможно, занимают верхние части, а спорадопорфиновые разности—более глубокие срезы. Стратификация неясная. Значительную часть объема свиты занимают многочисленные секущие тела близкоодновременных микрогаббродиабазов и габбро. Первые имеют мелкозернистое полнокристаллическое афировое сложение и образуют дайки и тела неправильной формы мощностью от 0,5 до 10 м и более, которые местами образуют густые скопления и рои типа комплекса параллельных даек офиолитов. Габбро—средне-крупнозернистые, амфиболитизированные, образуют небольшие тела, из которых наиболее крупное достигает 1 кв. км. Указанные секущие тела в вышележащие свиты апаранской серии не переходят, но встречаются довольно часто в подстилающих

породах сараланджской свиты тоара-аалена и кристаллиникума докембрия.

Заметную роль играет гналокластитовый материал, заполняющий местами межшаровое пространство спилитов, особенно в вариолитах. Шары имеют диаметр 50—80 см, часто срезаны, разбиты и перемешаны с гналокластитовой брекчией светло-зеленого цвета. На поверхности шаров наблюдается 1—3 см корка афанитового сложения. Вариолы имеют желтоватую или серую окраску размером 1—5 мм. В периферических частях шаров они сравнительно редки, но ближе к центру шаровых обособлений вариолы становятся настолько обильными, что слипаются в сплошную светло-серую массу с тонкими перемычками, наподобие сот.

Мицелины в спилитах и диабазах довольно редки и представлены единичными (1—3 на шлиф) мелкими порами, выполненными амфиболом и эпидотом, либо карбонатом. В юго-западной части свиты породы несут отчетливые следы ороговивания с развитием пятен и прожилков розоватых гранат-кварц-пироксеновых скарноидов размером 5—20 см, с желтоватыми эпидотовыми оторочками, затрагивающими как спилиты, так и секущие тела габбро и микрогаббродиабазов.

Лусагюхская свита прорывается лейкократовыми гранитами неокома, дайками спессартитов, дайками и штоками кварцевых порфиров и роями даек гранодиорит-порфиров, образующими подобие дайковых поясов.

Контакт лусагюхской свиты с кристаллиникумом тектонический и проходит по Лусагюхскому разлому, вдоль которого гранито-гнейсы и сланцы докембрия очень интенсивно катаклазированы и милонитизированы, а породы лусагюхской свиты, наоборот, очень незначительно нарушены. Контакт падает на восток-северо-восток под кристаллический массив. С вышележащей тухманукской свитой контакт лусагюхской свиты также тектонический, причем тухманукская свита пододвинута под лусагюхскую. Мощность лусагюхской свиты по результатам картирования доходит до 3 км.

*Тухманукская свита* представлена своеобразными серо-зелеными ритмично-слоистыми туфогенными псаммито-пелитовыми граувакками с тонкой градационной слоистостью, представляя собой вулканомиктовый флиш, относящийся к типичному туфотурбидиту. Она слагает среднюю часть апаранской серии на протяжении 10 км при максимальной ширине до 1700 м с обнаженной площадью 8 кв. км. К югу, в сторону пос. Апаран, породы свиты выклиниваются, а к северо-западу от с. Курибугаз, вне карты, фрагментарно обнажаются на холме Вардаблур и к северу от с. Курдский Памб. Изолированные выходы пород свиты имеются также на юго-западном склоне г. Дамлик и на СВ склоне г. Тухманук.

Породы имеют мономиктовый андезитобазальтовый состав. Обломки, слагающие породу, представлены плагиоклаз-пироксеновыми полифировыми базальтами и андезитобазальтами, слабо округлыми в гравийных и остроугольными в алевро-псаммитовых прослоях. Пелитовые прослои содержат остатки скелетов радиолярий и кремнистый цемент. Указанные прослои имеют толщину от долей миллиметра до 20 см пропорционально крупности обломков и слагают градационно-слоистые ритмопачки мощностью от 0,5 до 2 м.

Выделяется мелкгюхская олистостромовая пачка, мощностью до 500 м. Она сложена из хаотической смеси разновеликих угловатых обломков вариолитов, диабазов, габбро и микрогаббродиабазов лусагюхской свиты размером от 3—5 до 10—20 см, корок шаров спилитов, а также встречающихся только в ней фрагментов микрокристаллических известняков белого и розового цвета. Последние несут отчетливые следы конседиментационных пластических деформаций. Цементируются указанные обломки гналокластитовым материалом жел-

то-зеленого цвета с примесью туфоаргиллитового и кремнистого материала. К северу от с. Меликгюх пачка залегает непосредственно на базальных конгломератах основания апаранской серии, состоящих из хорошо окатанной гальки пород кристалликума докембрия—розовых гранито-гнейсов, белых плагиогранитов, слюдяных сланцев, амфиболитов и мраморов. Цемент конгломератов представлен аргиллитовым (сараланджского типа) и тефрогенным материалом. Они залегают на размытой поверхности небольшого изолированного выхода докембрия размером  $1,3 \times 0,2$  км, сложенного известково-сланцевыми кристаллическими сланцами и мраморами, со всех сторон облегаемого этими конгломератами. Меликгюхская олистострома слагает значительные выходы также к югу от с. Меликгюх, на самой вершине г. Тухманук и непосредственно к юго-западу от вершины г. Дамлик. В последнем пункте залегает совместно с алевро-пелитовыми туфотурбидитами.

Необычная олистострома размером  $500 \times 120$  м находится на южном окончании тухманукской свиты, в 2 км к СЗ от с. Лусагюх. Она состоит почти исключительно из обломков розовых гранито-гнейсов, от почти сплошного гранито-гнейса до алевро-псаммитовых аркоз с небольшой тефрогенной примесью спилит-диабазового состава. С одной стороны аркозы вкрест простирания постепенно переходят в туфотурбидиты тухманукской свиты, а с другой—окружены спилитами лусагюхской свиты.

Ритмопачки тухманукской свиты имеют хорошо выдержанное северо-западное близмеридиональное простирание, а один из специфических слоев туфоалевролита с угловатыми комьями аргиллита прослеживается более чем на 2 км в качестве маркирующего горизонта. Падение слоев местами варьирует на восток и запад, но общее падение тухманукской свиты отчетливо восточное под спилиты лусагюхской свиты. Контакты свиты тектонические и маркированы с зонами дробления и гидротермальных изменений. Мощность свиты можно оценить порядка 1800 м.

Тухманукская свита прорывается спессартитами, кварцевыми порфирами и дайками гранодиорит-порфиров. Габбро и микрогаббро-диабазы из лусагюхской свиты сюда не переходят. В то же время их обломки слагают значительную часть меликгюхской олистостромовой пачки, что является подтверждением более позднего образования тухманукской свиты по отношению к лусагюхской.

*Миракская свита.* Четвертая свита апаранской серии слагает крайне западные склоны Цахкуняцкого хребта, обращенные в сторону с. Мирак. Она прослеживается от северной окраины пос. Апаран через с. Мирак до с. Меликгюх на протяжении 6 км при ширине до 3 км с обнаженной площадью 8 кв. км. Сложена порфиrowыми, преимущественно полифировыми, местами крупнопорфиrowыми вулканитами базальт-андезитобазальтового состава. Они представлены зеленовато-серыми и зелеными псефитовыми лавобрекчиями, туфобрекчиями и реже лавами, а также, в подчиненном количестве, туфогравелитами, туфопесчаниками и изредка, туфоалевролитами. Лавы и их обломки в лавобрекчиях и туфобрекчиях представлены пироксен-плагиоклазовыми базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами, в различной мере амфиболизированными. Характеризуются присутствием многочисленных, часто крупных (до 2—3 см) порфиrowых вкрапленников моноклинного пироксена и плагиоклаза; местами миндалекаменные. Крайне западная часть свиты на миракском склоне представлена почти черными пироксеновыми базальтами и лавокластическими брекчиями с прослоями туфопесчаников. Цемент—лавокластический, туфовый, обычно безывестковый. Незначительный кальцитовый цемент встречен лишь на ЮЗ свиты. К/Аг возраст контактово-измененного андезитобазальта— $148 \pm 4$  млн. лет, а дайка спессартита дает  $136,5 \pm 1,5$  млн. лет.

Общее меридиональное простирание миракской свиты на юге значительно нарушено, с дугообразным изгибанием пластов, очевидно, при внедрении Миракского тоналитового интрузива неокомского возраста. Вокруг последнего вулканы преобразованы в роговообманковые роговики, отчего их окраска стала темно-серой до черного. Развита единичные небольшие линзовидные тела гранат-пироксеновых скарнов. Почти на всем протяжении свиты развиты многочисленные розово-серые пятна и прожилки скарноидов кварц-гранат-пироксенового состава с желтоватыми эпидотовыми оторочками, свидетельствующими о неглубоком залегании нескрытой кровли Миракского интрузива.

Взаимоотношения с предыдущей тухманукской свитой тектонические, либо местами постепенные. Со спилитами лусагюхской свиты практически не соприкасается. Падение пород свиты восточное, под тухманукскую свиту. Мощность можно оценить порядка 2 км.

Северное продолжение миракской свиты, уже вне пределов представленной карты, на Памбакском хребте в районе Спитакского и Памбакского перевалов («вулканогенный турон», «менсарская свита») изучено Р. А. Хоренян с отнесением к островодужным толеитам [16].

Интрузивные и субвулканические образования широко развиты в районе, подробно закартированы и изображены на приведенной геологической карте (рис. 1). Ограничимся их беглым перечислением с указанием возрастной приуроченности.

В докембрии наиболее древними являются: 1) разнообразные метагаббронды, представленные ныне ругилоносными амфиболитами, объединенными на карте с аподиабазовыми и другими амфиболитами; 2) ультрамафитовая формация докембрия представлена апогарцбургитовыми серпентинитами и другими ультраосновными сланцами по исходным альпинотипным ультрамафитам офиолитовой формации, находящимися ныне в виде линз в тесной ассоциации с амфиболитами и апокремниевыми сланцами; 3) трондьемитовая формация представлена белыми среднезернистыми лейкократовыми трондьемитами (плагиогранитами), образующими многочисленные синкинематические тела конформного, реже, дискордантного залегания в виде самых разнообразных бескорневых образований, «насыщающие» замки складок и полости в амфиболитах верхней пластины кристалликума докембрия. По своим особенностям соответствуют океаническим плагиогранитам, выделяемым Р. Колманом [10, 11]; 4) формация гранито-гнейсов представлена серо-розовыми средне-крупнозернистыми двуслюдяными гранито-гнейсами, претерпевшими интенсивный катаклиз и милонитизацию в зоне Лусагюхского поддвига, вплоть до перехода в ультрамилониты и псевдотахилиты. Гранито-гнейсы слагают почти непрерывную полосу вдоль всякого крыла Лусагюхского разлома, протягиваясь на 15 км от района с. Чкнах до с. Курибугаз при ширине не более 1 км. Они прорывают (с интрузивными контактами) слюдяные сланцы, амфиболиты и трондьемиты, но имеют исключительно тектонические контакты с породами апаранской серии. В свою очередь прорываются лейкократовыми гранитами неокома и всеми последующими посткинематическими интрузивными образованиями. В ненарушенном состоянии являются полными аналогами гранито-гнейсов Бжнийского массива, по которым была получена рубидий-стронциевая изохрона с возрастом в 620 млн. лет.

Нижнебайосские интрузивные и субвулканические образования, синхронные лусагюхской свите, представлены микрогаббродиабазами и габбро, отмеченными выше при описании лусагюхской свиты.

Неокомский плутонический комплекс представлен тоналитовой формацией, включающей Миракский и Анкаванский интрузивы, а также, вне пределов карты, Агверанский и Гехаротский интрузивы. Сложены довольно однообразными равномернозернистыми роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и

реже роговообманковыми диоритами, среднезернистого, реже крупнозернистого сложения и массивной текстуры. Широко развиты малые интрузивы и дайкообразные тела серо-розовых лейкократовых гранитов (К/Аг абс. возраст:  $127,5 \pm 0,8$ ;  $127,0 \pm 3,0$ ;  $123,6 \pm 3,0$  млн. лет, образцы 5059, 5079, 5084), представляющие вторую фазу неокомского комплекса. С ней связан дайковый комплекс спессартитов ( $136,5 \pm 1,5$ ;  $128 \pm 2$  млн. лет, обр. 5180; 5174) и, возможно, некоторые из даек диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров.

По геологическим и кали-аргоновым определениям нами выделяется верхнемеловая риолитовая формация с субвулканическим комплексом двуполевошпатовых кварцевых порфиров ( $93,5 \pm 1,9$  млн лет,  $79 \pm 2$  млн лет, обр. 5134; 2511) и небольшой останец лавового покрова полосчатых риолитов ( $87,5 \pm 2,4$ ;  $79 \pm 1,0$  млн. лет, обр. 2397; 2197). К этому же возрасту, по радиологическим данным, относится дайковый комплекс гранодиорит-порфиров, слагающий подобие дайковых поясов ( $85 \pm 3,0$  млн. лет, обр. 5136).

Палеогеновые интрузивные и дайковые комплексы к югу от параллели с Курибугаз не проявлены, но широко развиты в северной части территории карты на Памбакском хребте в виде штоков, даек и силлов крупнороговообманковых диорит-порфиритов.

### Тектоническая интерпретация

Применение геосинклинальной модели образования апаранской серии встречает ряд непреодолимых затруднений. Действительно, между безызвестковыми флишоидными аргиллитами и алевролитами сараланджской свиты и сушей отсутствуют все известковые фации континентального склона и шельфа; отложения туфотурбидитов, характерные для глубоководных желобов современности, находятся в стыке с островодужными вулканитами, габбровые и микрогаббро-диабазовые внедрения лусагюхской свиты обрываются на стыке с тухманукской свитой и т. д. Эти противоречия не могут быть объяснены в рамках геосинклинальной теории без допущения значительных горизонтальных перемещений, приведших к совмещению на небольшой территории шириной всего 7—10 км продуктов различных физико-географических зон океанического бассейна прошлого. Так, сараланджская свита представляется как отложение континентального подножия, лусагюхская—как шаровые лавы и габброиды зоны спрединга океанической коры, тухманукская—как дистальные туфотурбидиты океанического желоба, а миракская—как островодужные вулканиты и проксимальные турбидиты. Однако подобное совмещение образований различных физико-географических зон в виде пластины, пододвинутых под континентальный блок, вполне соответствует континентальному склону океанического желоба, описанного, например, на орегонской континентальной окраине, строение которого было выяснено при помощи специального бурения [13].

Подобная последовательность пластины могла образоваться в ходе субдукции юрской океанической коры под Цахкуняцкий континентальный выступ с последовательным отслаиванием указанных пластины и их пододвиганием под континентальную глыбу с наращиванием аккреционной призмы снизу. Погружение юрской океанической коры происходило с запада-юго-запада, если исключить возможную последующую ротацию. Омоложение кали-аргоновых значений возраста кристаллических сланцев и интрузивов докембрия можно связать с повышенным тепловым потоком над указанной зоной субдукции, а кали-аргоновые даты по сланцам докембрия (верхняя юра—нижний мел) указывают на время действия этой субдукции. Развитие тоналитов неокома, очевидно, также можно связать с постулируемой субдукцией, но при допущении миграции шва к юго-западу. Прекращение субдукции можно достаточно определенно отнести ко времени границы между нижним и верхним коньяком, очевидно, в результате крупной

коллизии, при которой произошла обдукция офиолитов, образование кордильер и их интенсивный размыв. Продукты такого размыва слагают ныне мощную конгломератовую свиту верхнего коньяка, показанную частично в северной части приведенной карты.

Приведенные реконструкции основаны не только на геологическом материале, но также на петрографических, петрохимических, геохимических и геофизических данных, результаты изучения которых предполагается представить в виде отдельного сообщения.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 18.III. 1986.

Վ. Ա. ԱՂԱՄԱԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԾԱՂԿՈՒՆՅԱՑ ԼՆՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՄԵՋՈՉՈՅԱՆ ԱԿՐԵՑԻՈՆ  
ՀԱՄԱԼԻՐԸ (ԱՊԱՐԱՆԻ ՍԵՐԻԱ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Ծաղկունյաց լեռնաշղթայի արևմտյան լանջի մանրակրկիտ ուսումնասիրությունների հիման վրա ապարանի ստվարաշերտը դիտվում է որպես ստորին—միջին յուրայի օվկիանոսային ֆորմացիաների մի խումբ, որը ստորաբաժանվում է չորս՝ սարալանջի, լուսագյուղի, թուխմանուկի և միրաքի շերտախմբերի: Այդ շերտախմբերը դիտվում են որպես յուրայի օվկիանոսային հատակի տարբեր ֆիզիկա-աշխարհագրական զոնաներում առաջացած և հետո տեկտոնապես համակցված ինքնուրույն թերթեր, որոնք կազմում են մայրցամաքային եղրամասի հնէաակոսի ակրեցիոն պրիզման: Ապարանի սերիայի բոլոր ապարների համընդհանուր արևելք-հյուսիս-արևելյան անկումը մեկնաբանվում է որպես յուրա-վաղ կավճի ժամանակաշրջանում Ծաղկունյացի մայրցամաքային ելուստի տակ օվկիանոսային կեղևի խորասուզման ապացույց: Այդ խորասուզման երևույթի հետ է կապվում նաև տունալիտային ինտրուզիվների ներդրումը (կարի՝ դեպի հարավ-արևմուտք տեղաշարժվելու պայմանով), ինչպես նաև բյուրեղային թերթաբարերի արզոնային երիտասարդացումը՝ խորասուզման զոնայի վերևում բարձր ջերմային հոսքի առկայության պայմաններում:

V. A. AGHAMALIAN

THE ARMENIAN SSR TZAGHKUNIATS MOUNTAIN RANGE  
MESOZOIC ACCRETION COMPLEX (APARAN SERIES)

A b s t r a c t

By detailed investigations of the Tzaghkuniats range western slope it is shown that aparan series represents a group of Lower-Middle Jurassic oceanic formations with a total thickness more than 6 km, which can be divided into four suites, as saralandj, lousagugh, tukhmanuk and mirak ones. These suites represent tectonically combined independent plates of the Jurassic ocean floor different physiogeographic zones, which form the continental margin paleotrench accretion prism. The common E—NE dip of aparan series rocks is interpreted as an evidence of the oceanic crust subduction under the Tzaghkuniats continental pro-

minence during Jurassic—Early Cretaceous. This subduction is considered to be the reason of tonalite intrusions (if a migration of geosuture to SW is assumed) as well as the crystalline schists argon-rejuvenation in conditions of heightened heat flow above the subduction zone.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение.—В кн.: Материалы докладов 2-го регионального петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму, Карпатам. Тбилиси: 1978, с. 109—115.
2. Агамалян В. А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. 36, № 4, с. 26—39.
3. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978. 275 с.
4. Аракелян Р. А. Верхний протерозой-ордовик (?).—В кн.: Геология Армянской ССР, т. 2, Стратиграфия. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, с. 21—45.
5. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Изд. Айпетрат, 1958. 403 с.
6. Арутюнян А. Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклиория.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, № 6, с. 4—22.
7. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Чибухчян З. О. К вопросу возрастного расчленения образований Апаран-Анказанского кристаллического массива.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. 37, № 5, с. 10—24.
8. Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении.—Сов. геология, 1973, № 8, с. 26—41.
9. Габриелян А. А., Хоренян Р. А. О возрасте и стратиграфическом положении толентовых вулканитов Базум-Зангезурской тектонической зоны.—ДАН АрмССР, 1977, т. 64, № 3, с. 166—172.
10. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 235 с.
11. Колман Р. Г., Донато М. М. Еще раз об океанических плагногранитах.—В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 118—131.
12. Котляр В. Н. Памбак. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958. 230 с.
13. Кульм Л. Д., Фаулер Дж. А. Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: проверка модели чешуйчатых надвигов.—В кн.: Геология континентальных окраин, т. 1, М.: Мчр, 1978, с. 291—316.
14. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959. 506 с.
15. Хоренян Р. А. Геология и петрография мезозойских магматических образований Спитакского района.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. 28, № 3, с. 16—26.
16. Хоренян Р. А. Закономерности формирования и природа вулканогенных образований Цахкуняцкого антиклинория (Армянская ССР). В кн.: Тез. докл. 5-го Всесоюзного вулк. совещ., Тбилиси: 1982, с. 251—252.
17. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985. 125 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле. XL, № 2, 24—30, 1987

УДК: 552.313:551.7:550.38 (179.25)

К. И. КАРАПЕТЯН, Г. М. СОЛОДОВНИКОВ

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И СТРАТИГРАФИИ ИГНИМБРИТОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Палеомагнитные и геологические исследования позволили выделить обнажающиеся в ущельях рр. Амберд и Памбак обратно намагниченные игнимбриты (игнимбриты оргов-шенаванского типа), относимые к хрону обратной полярности Матуяма, т. е. к верхам плиоцена—низам плейстоцена.

В условиях Армянской ССР при разработке вопросов возраста и стратиграфии молодых вулканитов роль палеомагнитных исследований, особенно в сочетании с другими методами, очень существенна. Г. М. Солодовниковым был отобран и систематически исследован большой материал по игнимбритам Армянской ССР, практически охва-

minence during Jurassic—Early Cretaceous. This subduction is considered to be the reason of tonalite intrusions (if a migration of geosuture to SW is assumed) as well as the crystalline schists argon-rejuvenation in conditions of heightened heat flow above the subduction zone.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение.—В кн.: Материалы докладов 2-го регионального петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму, Карпатам. Тбилиси: 1978, с. 109—115.
2. Агамалян В. А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. 36, № 4, с. 26—39.
3. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978. 275 с.
4. Аракелян Р. А. Верхний протерозой-ордовик (?).—В кн.: Геология Армянской ССР, т. 2, Стратиграфия. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, с. 21—45.
5. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Изд. Айпетрат, 1958. 403 с.
6. Арутюнян А. Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклиория.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, № 6, с. 4—22.
7. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Чибухчян З. О. К вопросу возрастного расчленения образований Апаран-Анказанского кристаллического массива.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. 37, № 5, с. 10—24.
8. Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении.—Сов. геология, 1973, № 8, с. 26—41.
9. Габриелян А. А., Хоренян Р. А. О возрасте и стратиграфическом положении толентовых вулканитов Базум-Зангезурской тектонической зоны.—ДАН АрмССР, 1977, т. 64, № 3, с. 166—172.
10. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 235 с.
11. Колман Р. Г., Донато М. М. Еще раз об океанических плагногранитах.—В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 118—131.
12. Котляр В. Н. Памбак. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958. 230 с.
13. Кульм Л. Д., Фаулер Дж. А. Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: проверка модели чешуйчатых надвигов.—В кн.: Геология континентальных окраин, т. I, М.: Мчр, 1978, с. 291—316.
14. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 506 с.
15. Хоренян Р. А. Геология и петрография мезозойских магматических образований Спитакского района.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. 28, № 3, с. 16—26.
16. Хоренян Р. А. Закономерности формирования и природа вулканогенных образований Цахкуняцкого антиклинория (Армянская ССР). В кн.: Тез. докл. 5-го Всесоюзного вулк. совещ., Тбилиси: 1982, с. 251—252.
17. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985. 125 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле. XL, № 2, 24—30, 1987

УДК: 552.313:551.7:550.38 (179.25)

К. И. КАРАПЕТЯН, Г. М. СОЛОДОВНИКОВ

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И СТРАТИГРАФИИ ИГНИМБРИТОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Палеомагнитные и геологические исследования позволили выделить обнажающиеся в ущельях рр. Амберд и Памбак обратно намагниченные игнимбриты (игнимбриты оргов-шенаванского типа), относимые к хрону обратной полярности Матуяма, т. е. к верхам плиоцена—низам плейстоцена.

В условиях Армянской ССР при разработке вопросов возраста и стратиграфии молодых вулканитов роль палеомагнитных исследований, особенно в сочетании с другими методами, очень существенна. Г. М. Солодовниковым был отобран и систематически исследован большой материал по игнимбритам Армянской ССР, практически охва-

тывающий все их разновидности (не менее 8 типов). Подавляющее большинство игнимбритов оказалось прямо намагниченным, и только в двух случаях (ущелья рр. Амберд и Памбак) они имеют обратную полярность.

Настоящее сообщение касается этих исключений; результаты же изучения прямо намагниченных игнимбритов будут сведены в отдельную статью. Приводимые данные (табл. 1) являются результатом тщательных лабораторных исследований, в том числе температурной чистки, отбраковки палеомагнитно нестабильных образцов и т. д. Кроме того, было проведено и определение палеонапряженности, для чего отбирались штуфы из зон обжига, ошлакования, а также те немногие образцы из срединных частей потоков, которые оказались пригодными для исследования по методике Телье; полученные значения приведены в графе «К» табл. 1 (коэффициент  $K = I_n / I_{cl}$ , где  $I_{cl}$  — величина лабораторной термоостаточной намагниченности). Наконец, в статье использованы и результаты определений, выполненных непосредственно в поле.

## I

Игнимбриты обратной полярности в ущелье р. Амберд были открыты Г. М. Солодовниковым в 1982 г. Залегают они в лавовой толще мощностью свыше 120—130 м, обнажаясь в обоих бортах ущелья под сс. Антарут и Оргов, на высоте около 25—30 м над уровнем реки. Залежь игнимбритов локальна; она быстро выклинивается и, имея в мощности до 2,3 м, прослеживается всего на 20—25 м. Игнимбриты окислены до глубины 1,3—1,5 м, лишены рыхлой поверхности, а местами в их основании сохранилась погребенная почва; эти факты говорят о том, что их извержение происходило во время одного из небольших перерывов в эффузивной деятельности Арагаца. Имея дацитовый состав, игнимбриты сложены кристаллами и обломками плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена, роговой обманки, рудным минералом, фьямме, ксенолитами и пепловой матрицей.

Вмещающие лавы представлены десятками потоков мощностью редко более 3,5 м, обычно имеющих хорошо выраженную обломочную мантию; все они, независимо от состава, совершенно свежи, лишены каких-либо вторичных изменений. Четвертичный или верхнеплиоценовый возраст лав у геологов не вызывает сомнений [9, 3, 2 и др.].

Залегание игнимбритов в мощной лавовой толще представляет большой интерес. Именно поэтому у с. Антарут, где она представлена полнее, был тщательно изучен весь разрез, который может оказаться опорным.

Вся лавовая толща расчленяется на четыре группы пород (табл. 1).

К I группе, слагающей верхи разреза, относится более 10 потоков преимущественно андезитового состава, намагниченных положительно. Расположенные ниже андезито-дациты и, частично, андезиты (II группа) намагничены уже обратно, однако направление вектора  $I_n$  (рис. 1) свидетельствует, что магнитное поле Земли в это время находилось, видимо, в нестационарном режиме. Андезито-базальты и андезиты III и IV групп (всего 24—26 потоков), а также залегающие между ними игнимбриты, извергались уже в период времени, когда геомагнитное поле было стационарным, но в зоне обратной полярности. Эти группы отличаются лишь немного иным расположением векторов  $I_n$ ; вектор  $I_n$  игнимбритов по сравнению с ними занимает несколько обособленное положение.

Напряженность геомагнитного поля для трех групп, включая и игнимбриты, близка к современной ( $K \approx 1$ ) и во время их образования была стационарной. Исключение составляет II группа, палеонапряженность которой падает примерно в 4 раза, что опять-таки говорит о нестационарности поля. Андезито-дациты, видимо, изли-

вались во время инверсии, т. е. во время постепенной смены знака поля; имеется много данных, говорящих о том, что в периоды инверсий напряженность поля может падать в 5—10 раз.

Положение векторов  $I_n$ , палеонапряженность, близкая к современной, большое число потоков в группах—все это дает право утверждать, что время образования пород III и IV групп и игнимбритов не может быть отнесено к какому-либо ивенту, а режим поля был стационарным.

Таблица 1

Палеомагнитные характеристики антарутского разреза

№№ потоков	Группы пород	Кол-во обр.	Направление $I_n$		K	Хроны полярности
			$D_{\text{ср}}^{\circ}$	$j_{\text{ср}}^{\circ}$		
1	I гр. андезиты	3	13	+68	0,94	Брюнес
2		4	357	-68	1,00	
3		3	12	+65	0,85	
4	II гр. андезито-дациты	4	263	-63	0,18	Переходная зона
5		4	256	-53	0,24	
6		3	261	-52	0,26	
7		3	272	-77	0,28	
8		11	270	-68	0,25	
9	III гр. андезиты и андезито- -базальты	4	173	-46	1,00	
10		5	196	-52	1,00	
11		5	197	-52	0,94	
12		3	190	-56	0,99	
13		4	182	-51	0,98	
14		4	198	-52	0,97	
15		4	199	-55	0,97	
16		3	195	-50	0,93	
17	5	175	-54	—		
18	игнимбриты	10	213	-50	1,02	Матуяма
19	IV гр. андезито- базальты	3	213	-68	1,00	
20		3	217	-68	0,97	
21		3	225	-66	1,00	
22		3	206	-68	0,97	
23	игнимбриты	9	204	-51	0,96	

*Примечание.* В таблице приведены палеомагнитные данные только по потокам, изученным наиболее полно; нумерация условна и не отражает их количества (см. текст). Для сравнения приведены характеристики «нижних» игнимбритов по потоку у с. Сараарт (№ 23).

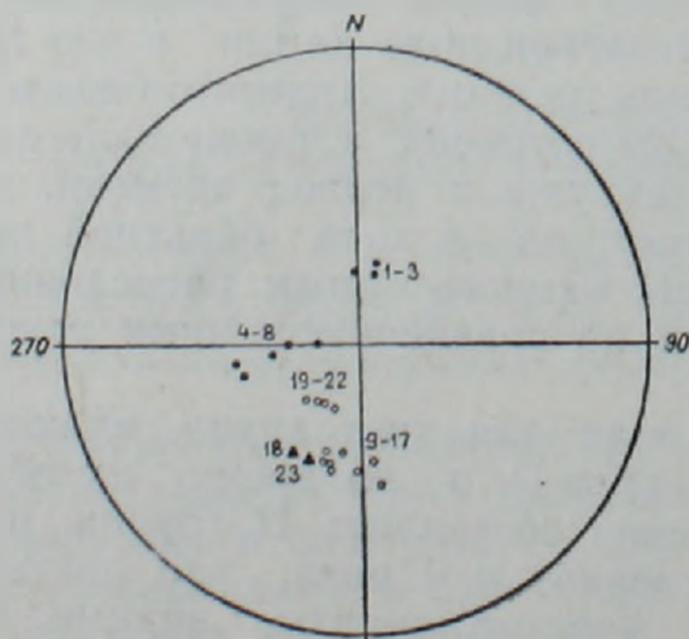


Рис. 1. Стереограмма направлений  $I_n$  пород антарутского разреза. Нумерация на стереограмме, соответствующая нумерации потоков в табл. 1, дана в разрядке. Приведены только номера «крайних» потоков по группам пород (см. табл. 1), изображенных соответствующими кружками. Треугольниками обозначены игнимбриты.

Суммируя все изложенное, можно сказать, что породы антарутского разреза относятся к зонам прямой полярности, инверсии (переходная зона) и обратной полярности. Если еще учесть геологические данные о возрасте толщи, то I группа должна быть отнесена к хрону (эпохе) прямой полярности Брюнес, а III, IV группы и игнимбриты к хрону обратной полярности Матуяма; нижние границы хронов соответственно отвечают 0,73 и 2,48 млн. лет [14].

## II

Игнимбриты ущелья р. Памбак, развитые на отрезке с. Налбандгор. Кировакан, представлены двумя, а не тремя и более [10, 8], горизонтами-потоками, причем, как выяснилось, «верхние» игнимбриты намагничены прямо, а «нижние» находятся в зоне обратной полярности.

Как верхние, так и нижние игнимбриты, которые обычно считаются одновозрастными, прослаивают пески, суглинки, супеси, галечники, глины, относимые К. Н. Паффенгольцем и др. [13, 3, 11, 15] к террасовым отложениям. Данные К. И. Карапетяна, однако, подтверждают точку зрения Е. Е. Милановского [10] о принадлежности этих осадков к аллювиально-озерной толще; большая часть выделяемых здесь террас сомнительна, а наиболее достоверная из них (+25—30—+40—50 м) врезана в толщу и, местами, в образования палеогена, и к собственным ее отложениям относятся только венчающие галечники, залегающие близгоризонтально.

Мощность толщи, особенно в межигнимбритовой части, колеблется в больших пределах, но только иногда, по данным бурения [4], превосходит 90—100 м. Почти во всех разрезах видно, что главная часть осадков (более 1/2 общей мощности) находится между игнимбритами, и только местами они перекрывают верхний поток; надо подчеркнуть, что потоки игнимбритов нигде непосредственно друг на друга не налегают.

Игнимбриты вместе с аллювиально-озерной толщей дислоцированы [11]; в пределах Налбанд-Спитакского и Арчутского поперечных поднятий верхние игнимбриты залегают, соответственно, на высотах 105—110 м и 45—50 м, а в расположенной между ними Спитакской впадине, у одноименного села—уже на высоте 4—5 м над тальвегом р. Памбак. Нижние игнимбриты дислоцированы несколько интенсивнее.

Верхние игнимбриты развиты гораздо шире, хорошо литифицированы и слабо окислены; мощности их—1—15 м. Нижние же в главной своей массе рыхлые, полуспекшиеся, интенсивно окислены, а мощности их только изредка превышают 6—7 м; кроме того, они, в общем, более основные. Игнимбриты обоих потоков состоят из пепловой матрицы, минералов и их обломков, фьямме и ксенолитов и относятся к ереванско-ленинканскому петрографическому типу; состав их андезит-дацитовый. В отличие от верхних нижние игнимбриты, кроме плагиоклаза, орто- и клинопироксена, рудного минерала, содержат также роговую обманку.

Возраст игнимбритов обычно определяется фауной млекопитающих, находящейся во вмещающей озерно-аллювиальной толще. Остатки этой фауны (*Elephas primigenius* Blum., *Equus caballus* L., *Coelodonta antiquitatus* Blum., *Bison* sp., *Bos primigenius* Voj.), объединяемые [12] в Памбакский фаунистический комплекс, датируют по авторам возраст толщи вюрмом [11, 12], верхнечетвертичным временем или голоценом [3, 4], средним-верхним плейстоценом [10, 8].

Находки костного материала, которые монографически не описаны, были сделаны, в общем, в двух пунктах, о чем следует сказать подробнее.

В 1953 г. К. А. Мкртчяном [12] в «желтоватых суглинках» слоя «№ 10» мощностью в 3,0 м, залегающих между игнимбритами, из левобережной террасы р. Памбак, напротив с. Сарал, был найден «обломок челюсти с нижнекоренными зубами, которые были рассмотрены Л. И. Алексеевой и отнесены к волосатому носорогу—*Coelodonta antiquitatus* Blum.» (стр. 77). В дальнейшем им же недалеко от этого места, «против с. Арчут в песчано-пемзовом слое», находящемся между потоками игнимбритов, были обнаружены «челюсти вюрмского *Bos primigenius* Woj.» [по 4, стр. 223]. Первая находка по К. А. Мкртчяну [12] датирует вюрмский возраст «вмещающих отложений», обоих потоков игнимбритов и самой террасы, а также «уточняет местоположение известного в литературе Налбандского местонахождения».

«Уточнения», связанные с этим местонахождением, расположенным в правобережной террасе (+29—30 м) р. Чичхан, левого притока р. Памбак, у с. Налбанд, где в выемке железной дороги Н. И. Каракашем [6] были обнаружены остатки млекопитающих, производятся весьма своеобразно. К. А. Мкртчян [12] приводит разрез этой террасы, в который вводит «12. Желтоватые чистые суглинки, по обнажениям левого берега р. Чичхан—3,0 м» (стр. 79) и затем добавляет: «Детальный осмотр всех обнажений аллювиально-делювиальных отложений вдоль трассы железнодорожного полотна позволяет заключить, что костные остатки района с. Налбанд происходят из междуфорового горизонта желтоватых суглинков (слой № 12) вюрмской террасы..., чему подтверждением служит их видовое определение. Вывод этот удостоверяется новой находкой *Coelodonta* из той же вюрмской террасы района с. Сарал с характерными двумя покровами кристаллических туфов ереванского типа» (стр. 80).

Между тем у Н. И. Каракаша [6] говорится: «Выемка, в которой найдены вышеназванные остатки (обломки бивней, коренных зубов и других частей скелетов *Elephas primigenius* и зуб *Equus caballus*—К. К.), прошла в откос, возвышающийся над уровнем реки на 12 саж. и образованном древним наносом, состоящим сверху из различно окрашенных песков с карманами или гнездами разрушенного рыхлого черного вулканического туфа, под песком залегают толща окатанной округлой гальки и валунов различных пород, слагающих окрестные высоты (напр. обломки зеленокаменных пород, лав, туфов, известняков)» (стр. 241). Костные же остатки были найдены рабочими «внизу» выемки вместе с «тщательно отделанной» овальной «пластинкой» из бивня мамонта, которая, по мнению Н. И. Каракаша, могла «упасть из верхнего слоя». Факт нахождения в этом слое искусственных конических и грушевидных по форме гротов, в которых находилась «масса» остатков «мелких грызунов» и обломки оленьего рога, вызвал у Н. И. Каракаша сомнения в происхождении костного материала: «Хотя по характеру залегания вероятно, что кости мамонта перенесены сюда водой, но присутствие гротов дает некоторое основание на предположение об участии в этом и человека» (стр. 241).

Таким образом, из сообщения Н. И. Каракаша следует, что:

а) Костные остатки вероятнее всего находились в галечнике или, что менее вероятно, выпали из песков или даже занесены человеком и никакого отношения не имеют ни к «желтоватым суглинкам» К. А. Мкртчяна, которых вообще нет на местонахождении даже по его данным, ни к «песчанистым глинам» К. Н. Паффенгольца [13].

б) В любом варианте нахождения они не могут быть ни «междуфовыми», ни «подтуфовыми» и, конечно же, не могут датировать ни межигнимбритовые отложения, ни сами игнимбриты.

Если к этому добавить, что представленный Н. И. Каракашем материал, по мнению Л. А. Авакяна [1], совершенно недостаточен для видовых определений, то становится очевидным, что налбандские находки интереса, во всяком случае стратиграфического, не представляют.

Что касается находок *Coelodonta* и *Bos*, то даже если их видовое

определение достоверно, они не могут служить основанием для вывода об одновозрастности обоих потоков игнимбритов и вмещающих их отложений и отнесения всего этого комплекса к вюрму или верхне-четвертичному времени [см. 5].

Разновозрастность игнимбритов, уже вытекающая из их «противоположной» намагниченности, не должна смущать—ведь по существу озерно-аллювиальная толща остается неизученной и нет уверенности в том, что образование ее происходило непрерывно. Вместе с тем разница в степени дислоцированности игнимбритов и колебания мощностей осадков между ними могут отражать прерывистость процесса отложения; наконец, те же злополучные суглинки могут быть и эоловыми<sup>1</sup>.

Выше отмечалось, что нижние игнимбриты оказались обратно намагниченными; сравнение данных по потоку у с. Сараарт с данными по игнимбритам с. Антарут (табл. 1, рис. 1) показывает большую их близость, а учитывая пределы точности определений, даже практическую их одинаковость в направлении вектора  $I_n$  и величине палеонапряженности. Сходство выражается и в обособленности их векторов  $I_n$  от таковых лав III и IV групп, что, кстати, указывает на их извержение во время незначительного перерыва в деятельности Арагаца, геологически четко фиксируемого в антарутском разрезе. Близки также такие магнитные характеристики, как точка Кюри ферромагнитных минералов в верхах потоков и магнитная восприимчивость. Игнимбриты идентифицирует и важный, в данном случае, петрографический признак—обязательное наличие роговой обманки; помимо наших пород этот минерал встречается только в игнимбритах анийского типа [15] и в отдельных потоках артик-туфа [7].

Изложенное позволяет считать нижние игнимбриты ущелья р. Памбак одновозрастными с игнимбритами антарутского разреза и также относящимися к хрону обратной полярности Матуяма, а извержения и тех, и других, объединяемых К. И. Карапетяном в игнимбриты оргов-шенаванского типа, к одному и тому же этапу вулканизма.

Придерживаясь наиболее распространенной и обоснованной в настоящее время хроностратиграфической схемы (Никифорова К. В. и др., 1982), по которой граница между плиоценом и антропогеном находится под эоплейстоценом (апшероном), игнимбриты оргов-шенаванского типа следует отнести к верхам плиоцена—низам плейстоцена, то есть к промежутку времени, охватывающему 2,48—0,73 млн. лет.

Институт геологических наук  
АН АрмССР,

Институт физики Земли  
АН СССР

Поступила 11.VI.1986.

Կ. Բ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Կ. Կ. ՍՈՍՈՒՆՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԸՆԵՐ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԻՔՆԵՄԵՐԻՏՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԻ ԵՎ  
ՇԵՐՏԱԳՐՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ ս

Հնէամադնիսական և երկրաբանական մանրակրկիտ ուսումնասիրությունների թույլ են տվել առանձնացնելու Ամբերդ և Փամբակ գետերի կիրճերում

<sup>1</sup> В этом отношении заслуживает внимания то обстоятельство, что в отличие от других осадков толщи, «желтоватые суглинки» выдержаны в мощности (2,9—3,3 м) и прослеживаются в левобережных разрезах р. Памбак, в общем, на протяжении около 20 км—от левобережья р. Чичхан до района с. Арчут.

մերկացող հակադարձ մագնիսացած իզոնիմբրիտներ (օրգով-շենավանի տիպի), որոնք համապատասխանում են Մատույամայի հակադարձ բևեռայնության քրոնին՝ այսինքն պլիոցենի վերին կամ պլեյստոցենի ստորին մասերին:

K. I. KARAPETIAN, G. M. SOLODOVNIKOV

## NEW DATA ON THE ARMENIAN SSR IGIMBRITES AGE AND STRATIGRAPHY

### A b s t r a c t

Paleomagnetic and geological investigations allowed to reveal inversely magnetized ignimbrites (ignimbrites of orgov-shenavan type) in the canyons of Amberd and Pambac rivers, which are attributed to the Matuyama inverse polarity chronus, i. e. to upper parts of Pliocene or lower parts of Pleistocene.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959. 93 с.
2. Амарян В. М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац.—ДАН АрмССР, 1963, т. XXXVI, № 5, с. 293—296.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
4. Асланян А. Т. Туфы-туфолавы (игнимбриги).—В кн. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, М.: Недра, 1970, с. 220—225.
5. Вангейгейм Э. А., Зажигин В. С. Обзор фаунистических комплексов и фаун территории СССР.—В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1, М.: Недра, 1962, с. 267—279.
6. Каракаш Н. И. О новых находках остатков мамонта на Малом Кавказе.—В кн.: Дневник X съезда русских естествоиспытателей и врачей в Киеве, Киев: 1898, с. 241.
7. Карапетян К. И. Об игнимбритовой природе артик-туфа («туфолавы арктического типа»).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 5, с. 38—44.
8. Кожевников А. В., Милановский Е. Е. Кавказ.—В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2, М.: Недра, 1984, с. 158—192.
9. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы.—Тр. СОПС. серия закавказ, Л.: Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, 1931, вып. 3. 379 с.
10. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 10, с. 42—66.
11. Мкртчян К. А. К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак.—В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956, с. 65—73.
12. Мкртчян К. А. О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих.—Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ. наук, 1958, № 4, с. 77—82.
13. Пиффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении.—Зач. ВМО, ч. LXVII, 1938, № 3, с. 526—541.
14. Харленд У. Б., Кокс А. В., Левеллин П. Г., Пиктон К. А. Г., Смит А. Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985, 140 с.
15. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961. 160 с.

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН, Ю. Я. ПОТАПЕНКО, Л. В. СУМИН

О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ БЕСКЕССКОГО МАССИВА  
(БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

В статье приведены результаты изотопно-геохронологических исследований, выполненных калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, гранитоидов Бескесского массива Большого Кавказа, а также флогопитов из слюдитов контакта гранитоидов с серпентинитами.

Впервые для этого массива по рубидий-стронциевой изохроне получен возраст  $341 \pm 22$  млн. лет, отвечающий раннему карбону. Примечательно, что исследования тех же образцов гранитоидов калий-аргоновым методом с использованием варианта изотопного разбавления трассером  $^{38}\text{Ar}$  привели к сходному с рубидий-стронциевой изохроной возрастному значению— $334$  млн. лет. Исследование флогопита из слюдитов контакта гранитоидов с серпентинитами рубидий-стронциевым методом привело к аналогичным возрастным значениям:  $336 \pm 8$  млн. лет и  $341 \pm 8$  млн. лет, а калий-аргоновым методом соответственно  $454$  и  $491$  млн. лет. Подобное несхождение возраста с рубидий-стронциевой датировкой авторы объясняют наличием в флогопитах избыточного аргона.

Наиболее древними гранитоидами на территории Большого Кавказа считаются гранодиориты Бескесского массива р. Большой Лабы. Разными исследователями они назывались по-разному: гранитами, гранито-гнейсами и т. д. Калий-аргоновым методом для гранитоидов массива получены [2] следующие значения возраста: 1) р. Бескес, кварц-полевошпатовая фракция гранито-гнейсов— $370 \pm 20$  млн. лет; 2) р. Мощевая, флогопит из контактовой зоны гранитоидов с серпентинитами— $455 \pm 20$ ,  $450 \pm 25$  млн. лет; гранито-гнейсы— $366$  млн. лет, биотит из аплита— $406 \pm 16$  млн. лет.

Считалось, что цифры  $455$ ,  $450$  и  $406$  млн. лет являются реликтовыми, указывающими на истинный (ордовикский) возраст гранитоидов, а цифра  $370$  млн. лет соответствует более поздним метаморфическим процессам. После опубликования цитированных определений гранитоиды Бескесского массива вошли в литературу [1] как «гранитная формация ордовика» [2]. Ордовикский возраст гранитоидов в свою очередь послужил косвенным доказательством еще более древнего (доордовикского) возраста прорываемых ими гипербазитов и, следовательно, каледонского тектономагматического этапа.

В те же годы существовала и другая точка зрения—Г. А. Михеев (1967), учитывая геологические данные, петрографический состав и характер вторичных изменений, включал гранитоиды р. Бескес, а также гранито-гнейсы блыбского типа в единый среднепалеозойский (раннегерцинский) магматический комплекс. Эти представления недавно были поддержаны С. В. Чесноковым и И. С. Красивской [6]. Интересно, что для гранитоидов блыбского типа калий-аргоновым методом также были получены [2] цифры  $350 \pm 15$  млн. лет, а для флогопитов в контакте с гипербазитами р. Кяфар [1]— $350 \pm 10$ ,  $365 \pm 10$  млн. лет.

Приведенные материалы позволяют допустить другое объяснение «ордовикских» возрастов флогопита р. Мощевой—возможно удревнение флогопита за счет наличия в нем избыточного аргона. С целью проверки этого предположения авторами статьи проведено исследование серии проб гранитоидов и слюдитов р. Мощевой. Отбор проб и их петрографическое изучение выполнены Ю. Я. Потапенко, определение возраста пород и минералов—в лаборатории геохронологии и изотопных исследований ИГН АН АрмССР под руководством Г. П. Багдасаряна (рубидий-стронциевым методом—Р. Х. Гукасяном и К. А. Рашмаджян, калий-аргоновым—К. А. Дарбиняном, Э. А. Саркисяном и М. М. Авоян). Определение циркона из гранитоидов термо-изохронным методом—Л. В. Сумным.

*Геологическая характеристика изученного участка.* Гранитоиды р. Бескес входят в состав доюрского фундамента северного склона

Большого Кавказа. На юге гранитоиды контактируют с серпентинитами Беденского массива (рр. Мощевая, Б. Лаба) и кристаллическими сланцами (р. Бескес). Гранитоиды и вмещающие их породы с размывом перекрыты нижнеюрскими отложениями (рис. 1).

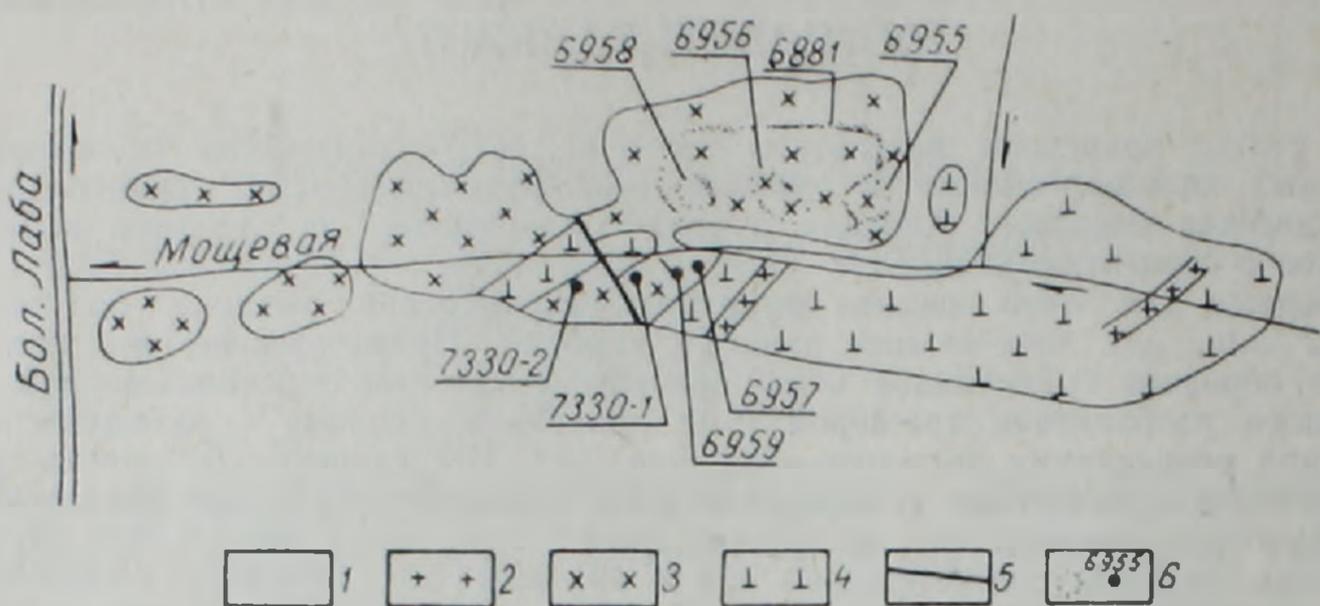


Рис. 1. Схематическая геологическая карта р. Мошовой  
1. Четвертичные отложения. 2. Аплиты. 3. Гранодиориты. 4. Серпентиниты. 5. Разломы. 6. Место отбора пробы и ее номер.

В приустьевой части р. Мошовой преобладают среднезернистые гранитоиды. В 300—400 м от ее устья по правому борту долины расположены скальные выходы крупнозернистых биотитовых гранитоидов, которые далее вверх по ручью сменяются серпентинитами. Контакт серпентинитов и гранитоидов здесь не обнажен, но в 100—150 м ниже по течению в поле развития гранитоидов имеется еще один выход серпентинитов (возможно, крупный ксенолит). Юго-восточный контакт этого тела серпентинитов доступен наблюдению в нескольких обнажениях. Контакт имеет азимут падения  $120^{\circ} 35-40^{\circ}$  и ступенчато смещен по разрывам северо-западного простирания (рис. 2). Гранитоиды, реже серпентиниты, прорваны дайками аплитов.

*Опробование.* Из гранитоидов отобраны пробы №№ 6881, 6955, 6956, 6957, 6958 и 6959, из слюдитов—№№ 7330—1 и 7330—2.

Проба № 6881 (вес 17,5 кг) сборная—составлена из образцов, отобранных из нескольких обнажений по правому борту долины р. Мошовой в интервале 0—40 м от контакта с серпентинитами.

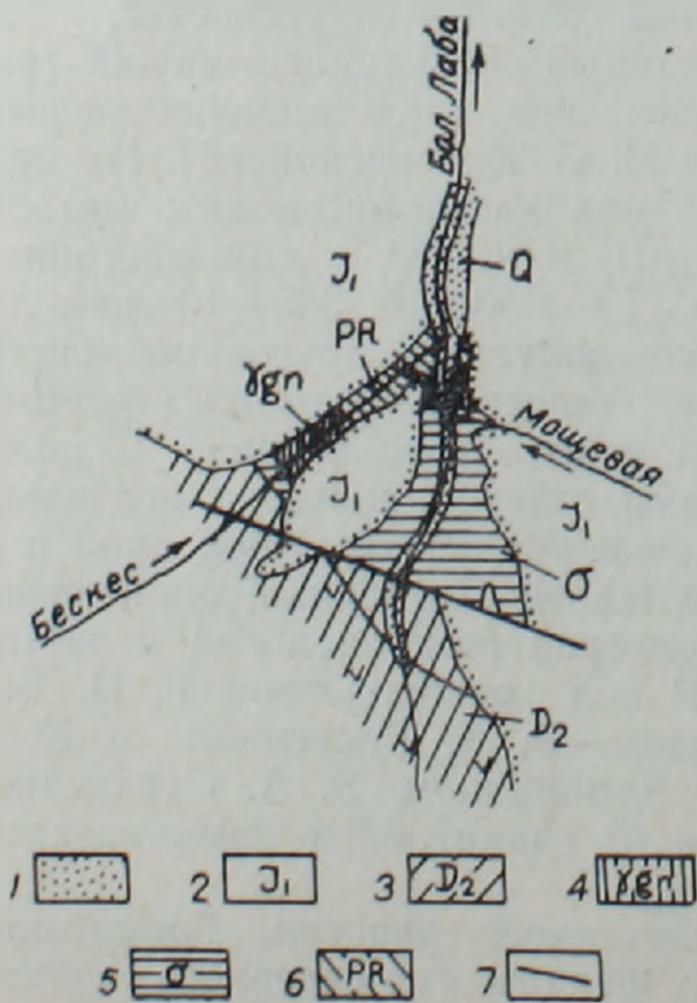


Рис. 2. Фрагмент геологической карты района Бескесского массива гранитоидов

1. Четвертичные. 2. Юрские отложения. 3. Девонские осадочные и вулканогенные толщи. 4. Гранитоиды бескесского массива (рр. Бескес, Большая Лаба, Мощевая). 5. Серпентиниты. 6. Метаморфиты. 7. Разломы

Пробы №№ 6955—6959, весом 5,5—6 кг каждая, отобраны из пяти различных обнажений гранодиоритов, находящихся соответственно на расстоянии 1—6, 30—35, 38—45, 70—75 и 100—105 м от контакта с серпентинитами (рис. 2). Таким образом, пробы 6955, 6956 и 6957 отобраны из тех же обнажений, что и составная проба № 6881.

Пробы №№ 7330—1 и 7330—2 отобраны из слюдитов, образующих узкие прерывистые полосы в зоне контакта гранодиоритов с серпентинитами на левом берегу р. Мощевой примерно в 50—60 м ниже по течению от места взятия пробы № 6959.

### Краткая характеристика исследованных пород

*Проба № 6881.* Крупнозернистый биотитовый гранодиорит. Первичные минералы (%): плагиоклаз—60, кварц—15, решетчатый микроклин—10—15, биотит—10. Плагиоклаз ( $Ap_{20}$ ) содержит многочисленные включения цонзита и мусковита, занимающих 10 и 25% площади зерен соответственно. Биотит зеленоватого цвета, частично замещен хлоритом и мусковитом. Микроклин образует ксеноморфные мелкие выделения, равномерно распределенные в породе. Сердюченко [3] отмечено, что местами микроклин корродируется вторичным альбитом, поэтому мы не разделяем мнения [6] об образовании микроклина в результате наложенного калиевого метасоматоза. Акцессорные минералы—апатит, бурый зональный ортит, циркон. Последний в биотите окружен плеохроичными двориками. Таким образом, в породе присутствуют три калийсодержащих минерала: первичномагматические биотит и микроклин и вторичный постмагматический мусковит.

Циркон, извлеченный из искусственного шлиха, представлен удлиненными призматическими кристаллами цирконового габитуса. Преобладают (60% фракции) мелкие зерна длиной до 0,2 мм при ширине 0,04—0,05 мм, 25—30% составляют зерна длиной 0,25—0,35 мм и шириной 0,05—0,1 мм, единичные зерна еще более крупные, «бочковидного» габитуса.

По химическому составу проба № 6881 соответствует гранодиориту (вес. %):  $SiO_2$ —67,20;  $Al_2O_3$ —15,50;  $TiO_3$ —0,32;  $Fe_2O_3$ —1,37;  $FeO$ —0,93;  $P_2O_5$ —0,06;  $MnO$ —0,06;  $CaO$ —2,79;  $MgO$ —1,75;  $K_2O$ —2,77;  $Na_2O$ —4,90;  $SO_3$ —0,19; п.п.п.—1,70, сумма—99,54 (анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО „Севкавгеология“).

*Проба 7330—1.* Слюдит с лепидобластовой структурой. На 95% состоит из флогопита, слабо плеохроирующего в бледно-коричневых тонах. Показатели преломления (здесь и далее—определения Е. С. Коноплицкой, ПГО «Севкавгеология»)  $N_g=1,609$ ;  $N_m=1,603$ ;  $N_p=1,570$ ;  $N_g-N_p=0,039$  Единичные идиоморфные зерна актинолита.

*Проба 7330—2.* Слюдит мелкочешуйчатый, состоит из чешуек флогопита размером не более 0,25 мм по удлинению. Плеохроирует весьма слабо от бесцветного до светло-коричневого.  $N_g=1,598$ ;  $N_p=1,565$ ;  $N_g-N_p=0,033$ .

Принадлежность слюды к флогопиту подтверждается двумя химическими анализами [3; 6]—в обоих анализах содержание окиси магния в два раза превышает сумму окисного и закисного железа.

Контакт гранитоидов со слюдитами, изученный под микроскопом, имеет следующее строение. Гранодиорит в эндоконтакте массивной структуры, набор первичных и вторичных минералов тот же, что и в пробе № 6881, отсутствует только микроклин. Слюдит, состоящий из мелкочешуйчатого флогопита, имеет лепидобластовую структуру. Сланцеватость ориентирована параллельно контакту гранодиоритов и серпентинитов. Между гранодиоритом и чистым слюдитом выделяется полоса (1—4 мм), состоящая из двух минералов—флогопита (без закономерной ориентировки) и крупных зерен цонзита.

## Результаты определения возраста гранитоидов и слюдитов рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами

Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок методом изотопного разбавления. В качестве индикаторов использовались чистые соли: RbCl, обогащенный до 95% изотопом рубидий—87, и SrCO<sub>3</sub>, обогащенный до 50% изотопом стронций—84. Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  определялись в отдельных опытах без добавления индикаторного стронция. Измерения изотопных отношений производились на масс-спектрометре 1309 в однолучевом режиме со ступенчатой разверткой масс по магнитному полю. Изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  нормализовалось к величине  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ . Погрешности определения геохронометрических параметров составляют:  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\%$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0,1\%$ . При вычислении возраста использовалась константа распада рубидия—87, рекомендованная Международной подкомиссией по геохронологии:  $\lambda = 1,4 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ .

Таблица 1

Результаты определения возраста рубидий-стронциевым методом

№ п. п.	№№ проб	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атом. отнош.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ атом. отнош.	Возраст млн. лет
1	6881	399.19	42.78	—	0.8386	338
	—	399.19	41.37	—	0.8370	
	среднее	399.19	42.08	27.46	0.8378	
2	7330—1	513.21	8.06	184.19	$1.585 \pm 0.0015$	$336 \pm 8$
3	7330—2	553.71	5.69	286.66	$2.094 \pm 0.0020$	$341 \pm 8$
4	6956	76.55	798.28	0.280	0.7081	
		76.76	783.51		0.7058	
5	6957	85.71	790.18	0.314	0.7078	
			790.44		0.7075	
					0.7072	
6	6958	86.77	428.21	0.586	0.7084	
7	6959	80.32	474.31	0.490	0.7083	
8	6955	7.98	36.44	0.634	0.7088	
9	6881—Д	53—42	286.83	0.055	0.7059	
10	6881—Г	411.25	42.47	27.941	0.8378	

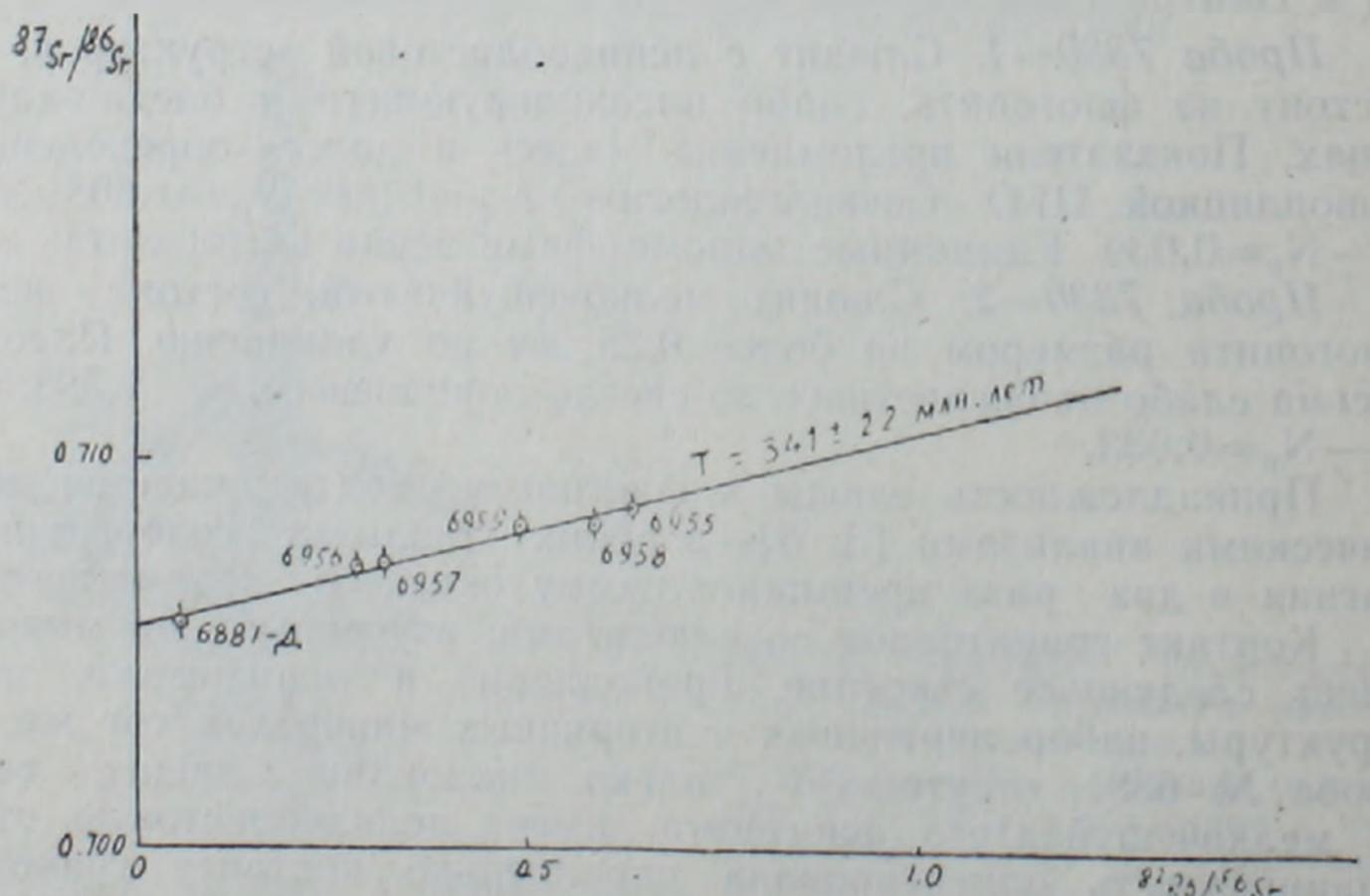


Рис. 3. Рубидий-стронциевая изохронная диаграмма образцов пород в целом гранитоидов р. Мошевой.

Аналитический материал по измерению содержаний Rb, Sr отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гранитоидах р. Мощевой приведен в табл. 1. Уравнение регрессии найдено простым методом наименьших квадратов и имеет вид:

$$y=0,7057+0,000485x.$$

На рис. 3 аналитические данные представлены графически в изохронных координатах. Отклонения экспериментальных точек от найденной прямой не превышают аналитической погрешности определения геохронологических параметров, поэтому прямая регрессии может рассматриваться как изохрона. Она соответствует возрасту  $341 \pm 22$  млн. лет и первичному отношению  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7057 \pm 0,0001$ . Указанные погрешности отвечают одному стандартному отклонению.

Вычисление Rb—Sr возраста биотита (проба 6881—Д) при первичном отношении  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0,7057$  дает значение  $T = 333 \pm 12$  млн. лет, которое находится в хорошем согласии со значением возраста, полученным по изохроне образцов пород в целом. Таким образом, с учетом неопределенности датирования ( $\pm 20$  млн. лет) формирование гранитоидов Бескесского массива имело место в турнейскую и визейскую эпохи раннего карбона.

Найденное для гранитов первичное отношение стронция  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0,7057$  несколько выше современного мантийного уровня, равного около 0,7045. Поэтому можно допускать небольшое загрязнение гранитной магмы (вероятно, в магматическом очаге) коровым стронцием. В пользу такого предположения говорят несколько высокие для гранитов содержания рубидия, найденные в исследованных образцах.

Весьма примечательно, что определения возраста тех же образцов калий-аргоновым методом с использованием варианта изотопного разбавления трассером  $^{38}\text{Ar}$  привели почти к сходному с Rb—Sr изохроной возрасту: среднее значение по 8 сериям определений на 4-х образцах равно 334 млн. лет (табл. 2).

Результаты определения возраста калий-аргоновым методом

Таблица 2

№ пп	Номера проб	Порода или минерал	Содержание в %	$\text{K}^{40}$ г/г · 10 <sup>-6</sup>	% радио- генный $\text{Ar}^{40}$	$\text{Ar}^{40}$ с.и.г · 10 <sup>-6</sup>	$\text{Ar}^{40}$ г/г · 10 <sup>-9</sup>	$\text{Ar}^{40} \text{K}^{40}$ 10 <sup>-3</sup>	Возраст млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
1	6881	Гранодиорит	2,68	3,20	78,0	36,0	65,15	20,38	320,5	322
			2,68	3,20	66,0	36,9	65,95	20,60	323,7	
2	6956	— " —	2,15	2,56	78,0	32,12	57,34	22,36	348,77	334,5
			2,15	2,56	70,0	30,45	54,34	21,19	332,1	
3	6957	— " —	2,42	2,89	51,0	32,38	57,79	20,02	315,29	334,5
			2,42	2,89	76,0	49,29	87,95	30,48	460,51	
4	6958	— " —	2,18	2,84	71,0	31,49	56,20	19,79	311,96	334,5
			2,38	2,84	74,0	30,41	54,28	19,12	302,24	
5	6959	— " —	2,42	2,89	71,0	30,76	54,90	19,02	300,79	334,5
			2,42	2,89	77,0	31,16	55,62	19,27	304,42	
6	7330—1	Флогопит	7,36	8,78	60,0	161,30	288,0	32,79	491,1	491,5
			7,36	8,78	80,5	161,20	287,7	32,77	491,8	
7	7330—2	— " —	7,63	9,10	62,0	152,42	272	29,9	452,7	473
			7,63	9,10	76,2	153,60	274,3	30,14	456,0	

Исследование слюдитов из контакта гранитоидов с серпентинитами также проведено калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами. Калий-аргоновым методом флогопиты проб 7330—1 и 7330—2 дали соответственно 491,5 и 454 млн. лет. Поскольку пробы отобраны из одного и того же контакта на небольшом расстоянии друг от друга, то можно принять среднее значение по 4-м сериям определений  $473 \pm 18$  млн. лет (табл. 2). Рубидий-стронциевым датированием для тех же проб получены значения  $336 \pm 8$  и  $341 \pm 8$  млн. лет.

## Результаты определения возраста циркона термоизохронным методом

Термоизохронный метод датирования цирконов [4], позволяющий обходиться единичными зернами минерала, представляет собой Pb—Pb вариант уран-свинцового метода. Сущность его состоит в анализе изотопного состава свинца, испаряющегося непосредственно из минерала, нагреваемого до высокой температуры в источнике ионов масс-спектрометра.

Проанализированный циркон из пробы 6881 содержит мало свинца ( $<1.10^{-4}\%$ ) и урана ( $<0,001\%$ ). Основное количество радиогенного свинца имеет возраст 200—380 млн. лет, следовые количества—на уровне 500—1200 млн. лет. Эти интервалы возрастных значений значительно шире, чем полученные калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами. Поскольку термоизохронное датирование цирконов из менее измененных магматических пород Северного Кавказа обнаруживало хорошую сходимость с их возрастом, установленным по флоре и калий-аргоновым методом [5], следует считать, что в гранитоидах р. Мошевой циркон подвергся поздне- или постмагматическим изменениям.

### Заключение

Возраст гранитоидов р. Мошевой, полученный калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, идентичен и соответствует раннему карбону. Тот же возраст получен для контактового флогопита рубидий-стронциевым методом, тогда как калий-аргоновый возраст флогопита на 120 млн. лет древнее. Это удревнение, очевидно, связано с наличием в контактовом флогопите избыточного аргона. Таким образом, гранитоиды Бескесского массива нет оснований считать ордовикскими. Становление их скорее всего связано с вариссийским тектоно-магматическим циклом.

Авторы благодарны Ю. И. Назарову и Р. Г. Чхеидзе за содействие в проведении исследований.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР,  
Севкавгеология

Поступила 14. VIII. 1986.

Գ. Պ. ԲԱՂԿԱՍԱՐՅԱՆ, Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ, Յու. Յա. ՊՈՏԱՊԵՆԿՈ, Լ. Վ. ՍՈՒՄԻՆ  
ՄԵՆ ԿՈՎԿԱՍԻ ԲԵՍՔԵՍԻ ԳՐԱՆԻՏՈՒԴԱՅԻՆ ԶԱՆԳՎԱՍԻ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բերված են Բեսքեսի ինտրուզիվ զանգվածի իդոտոսյային երկրածամանակագրական հետազոտությունների արդյունքները ուրիդիում-ստրոնցիումային և կալիում-արգոնային մեթոդներով, ինչպես նաև գրանիտոիդային զանգվածը ներփակող սերպենտինիտների կոնտակտային մասում առաջացած ֆլոգոպիտների հասակների որոշումներն այդ նույն մեթոդներով:

Ռուբիդիում-ստրոնցիումային իզոթրոնային հետազոտությունները ցույց են տվել, որ Բեսքեսի գրանիտոիդային զանգվածը ներդրվել է  $341 \pm 22$  միլիոն տարի առաջ՝ վաղ կարբոնում: Կալիում-արգոնային մեթոդով այդ ապարների հետազոտությունների արդյունքները համարյա նույնն են՝ 334 միլիոն տարի:

Վերոհիշյալ ֆլոգոպիտները ութիդիում-սարոնցիումային մեթոդով ուսումնասիրելիս ստացվել են նույն հասակային տվյալները՝  $336 \pm 8$  և  $341 \pm 8$  մլն տարի, սակայն նույն ֆլոգոպիտները կալիում-արգոնային մեթոդով ուսումնասիրելիս ստացվել են ավելի հին հասակային տվյալներ՝ 454 և 491 մլն. տարի: Այդ արդյունքները հեղինակներին բերում են այն կարծիքին, որ ֆլոգոպիտներն իրենց մեջ կրում են մնացորդային ռադիոժին արգոն:

G. P. BAGHDASARIAN, R. Ah. GHUKASIAN, Yu. Ya. POTAPENKO, L. V. SUMIN

## ON THE AGE OF BESKES MASSIF GRANITOIDS (THE GREATER CAUCASUS)

### A b s t r a c t

The results of K—Ar and Rb—Sr geochronological investigations of Beskes massif granitoids as well as phlogopites from glimmerites of the granitoids and serpentinites contact zone are brought in this paper.

For the first time the Rb—Sr age is obtained for this massif, which makes  $341 \pm 22$  m. y. corresponding to Early Carboniferous. It is remarkable, that K—Ar investigations of the same samples using a variety of isotope dilution by a  $^{38}\text{Ar}$  flare have brought to similar results, as 334 m. y.

The Rb—Sr investigations of the glimmerites phlogopites have shown similar ages, as  $336 \pm 8$  m. y. and  $341 \pm 8$  m. y., but K—Ar determination has brought to 454 m. y. and 491 m. y. correspondingly. Such dissimilarities are explained by the presence of argon surplus in phlogopite.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н., Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Рубинштейн М. М. Материалы к геохронологии Кавказа.—В кн.: Тр. XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Недра, 1970, с. 115—182.
2. Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей, М.: Наука, 1968, 387 с.
3. Сердюченко Д. П. Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками.—В кн.: Северокавказская петрографическая экспедиция 1933 г. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1936.
4. Сумин Л. В. Новый термозохронный метод радиологического датирования по цирконам.—ДАН СССР, 1982, т. 263, № 4, с. 959—964.
5. Сумин М. Л., Сумин Л. В., Потопенко Ю. Я., Мильян Г. Проверка термозохронного метода датирования на породах с известным геологическим возрастом. Результаты датирования некоторых метаморфических пород альпийской области. Депонировано ЦИОНТ ПИК ВИНТИ, № 39, 1985.
6. Чесноков С. В., Красивская И. С. Варисский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука, 1985.

Л. П. ЯШВИЛИ

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МАРГАНЦЕВЫХ РУД АРМЯНСКОЙ ССР<sup>1</sup>

В работе рассмотрены генетические типы марганцевых руд территории Армянской ССР. Дана краткая геологическая характеристика рудопроявлений и их минеральный состав. Выделены минералы, образовавшиеся в низко- и высокотемпературных условиях, а также в условиях метаморфизма.

Рудогенез марганца на территории Армянской ССР можно проследить в геологическом разрезе альпийского эвгеосинклинального и орогенного этапов развития, начиная с времён мезозоя до среднего плиоцена включительно. Рудопроявления различных генетических типов приурочены к самым разным ассоциациям горных пород, с тяготением к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям. Они формировались как в глубоководных офиолитовых прогибах и мелководных бассейнах верхнего мела, так и на участках поднятий эоценового времени. Наиболее молодые рудопроявления связаны с ареальным вулканизмом неогена.

Самые ранние проявления марганцевых руд на территории Армянской ССР связаны с поздним мезозоем. Это глубоководный тип, приуроченный к кремнисто-вулканогенной формации офиолитовых серий, имеющих стадийное развитие с параксизмальным вулканизмом [5]. Почти одновременно с глубоководным в конце мезозоя образуется мелководный тип рудопроявлений, залегающий среди грубообломочных вулканогенно-осадочных отложений, чередующихся с потоками андезито-базальтовых и базальтовых лав, прорванных небольшими телами докампанских оливиновых долеритов и более поздними дацитами. В обоих случаях марганцевое оруденение связано с вулканизмом основного и среднего состава. Среди глубоководных кремнисто-вулканогенных отложений широко развиты в различной степени зараженные гидроокисными соединениями марганца радиоляриты (содержание марганца достигает 7—8%) и несколько обособленные от них скопления богатых марганцевых руд. Марганцевистые радиоляриты, по всей вероятности, образовались в результате пропитывания еще не полностью литифицированных кремнисто-радиоляритовых осадков поступающими в водоем марганецсодержащими поствулканическими растворами; скопления же богатых руд — в местах выхода рудоносных эксгаляций в водоем, а также в результате диагенеза и перераспределения рудного вещества в марганцевистых радиоляритах. Необходимо отметить, что массивные марганцевые руды пространственно тяготеют к радиоляритам с очень низким содержанием марганца. В результате тектогенеза офиолитовых комплексов, впоследствии на этих участках возникли марганцевые проявления с метаморфизованными рудами, залегающими в тесной ассоциации с мощными накоплениями радиоляритов с примесью глинистого и карбонатного материала, чередующимися с вулканитами основного состава (Саринарское, Чах-Чахское и Сваранцское проявления) [9].

На проявлениях, образованных в мелководных условиях, марганцевые руды ассоциируют с небольшими пластообразными и линзообразными телами кремней с четко выраженной сферолитовой текстурой без каких-либо следов органических остатков и механических примесей. Они представлены низкотемпературными первично-окисными соединениями марганца и небольшими скоплениями гаусманита. Последние развиваются на контакте рвущих верхнемеловую вулканогенно-осадочную толщу дацитов и марганцевых руд (Севкар-Саригюхское и Калачинское месторождения) [11].

<sup>1</sup> Доклад, представленный на 27 сессию МГК (Москва, 1984 г.).

С участками поднятий, на границе позднегеосинклинального и раннеорогенного этапов развития региона в среднеэоценовое время связаны высоко- и низкотемпературные гидротермальные проявления марганца. Первое (Кармрашенское проявление) связано со штоками гранодиоритов; второе — с глубинной циркуляцией подземных вод, содержащих выщелоченный из вмещающих образований марганец [10].

На территории Армянской ССР широко развиты мелкие проявления эксгальционных марганцевых руд, связанных с позднеорогенным ареальным вулканизмом неогена (Мартиросское, Барцратумбское и Цахкуняцкое проявления). Наиболее молодое из них связано со среднеплиоценовым кислым вулканизмом [8].

Таким образом, среди известных на территории Армянской ССР марганцевых руд выделяются следующие генетические типы:

1. Эксгальционно-осадочный: а) глубоководный (метаморфизованный); б) мелководный.

2. Эксгальционный.

3. Гидротермальный: а) высокотемпературный; б) низкотемпературный.

Различные геологические условия формирования марганцевых рудопоявлений обусловили их весьма разнообразный минеральный состав. В описываемых нами рудах можно встретить почти все широко распространенные и многие редкие минералы марганца. Перечисленные генетические типы марганцевых проявлений характеризуются разнотипными минеральными ассоциациями, сформированными в низко- и высокотемпературных условиях, а также в условиях метаморфизма и гипергенеза.

*Низкотемпературная* марганцевая минерализация характерна для: 1) эксгальционно-осадочных и эксгальционно-гидротермальных руд, образованных, соответственно, в субмаринных и близповерхностных условиях в районах развития мелководного вулканизма основного и среднего состава (верхнемеловые месторождения и проявления—Севкар—Саригюх, Калача, Котигех) [11]; 2) гидротермальных руд, образованных на небольшой глубине среди измененных вулканогенно-осадочных отложений эоцена (Дебедское проявление) и 3) эксгальционных руд, связанных с формацией ареального вулканизма (мелкие проявления миоплиоценового возраста—Мартиросское, Барцратумбское и Цахкуняцкое). Низкотемпературная марганцевая минерализация широко развита также на некоторых медно-молибденовых (Агарак) [7] и полиметаллических (Гюмушхана) [3] месторождениях Армянской ССР и связана с конечным этапом гидротермального процесса.

Марганцевая минерализация в рудах эксгальционно-осадочного типа представлена хорошо раскристаллизованными радиально-лучистыми агрегатами пиролюзита (рис. 1а) и рамсделлита (рис. 1б), слагающими гнезда и прожилки среди кремней со сферолитовой микротекстурой. Здесь же среди верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложений, в близповерхностных условиях образуются зоны с брекчиевидными рудами, прожилки и гнезда, сложенные метаколлоидными образованиями пиролюзита, манганита (рис. 1в), криптомелана и голландита (рис. 2а) в тесной ассоциации с кальцитом и анальцимом.

Эксгальционные руды сложены главным образом минералами группы псиломелана—голландитом и криптомеланом, а также в небольшом количестве гидроокислами марганца и железа. На Мартиросском проявлении оруденение связано с андезито-базальтовым вулканизмом миоплиоценового возраста. Минералы марганца выполняют трещины и поры в базальтовой лаве. Местами натечные образования марганцевой руды обволакивают обломки различных пород. В начальную стадию рудоотложения здесь выпадает голландит в тесной ассоциации с криптомеланом ранней генерации и гидроокислами же-

леза, образуя слабо раскристаллизованные почки с концентрически-зональным строением. В дальнейшем почки катаклазированы и цементированы кристаллически-зернистым криптомеланом поздней генерации (рис. 2б). Жильные минералы на Мартиросском проявлении не обнаружены.

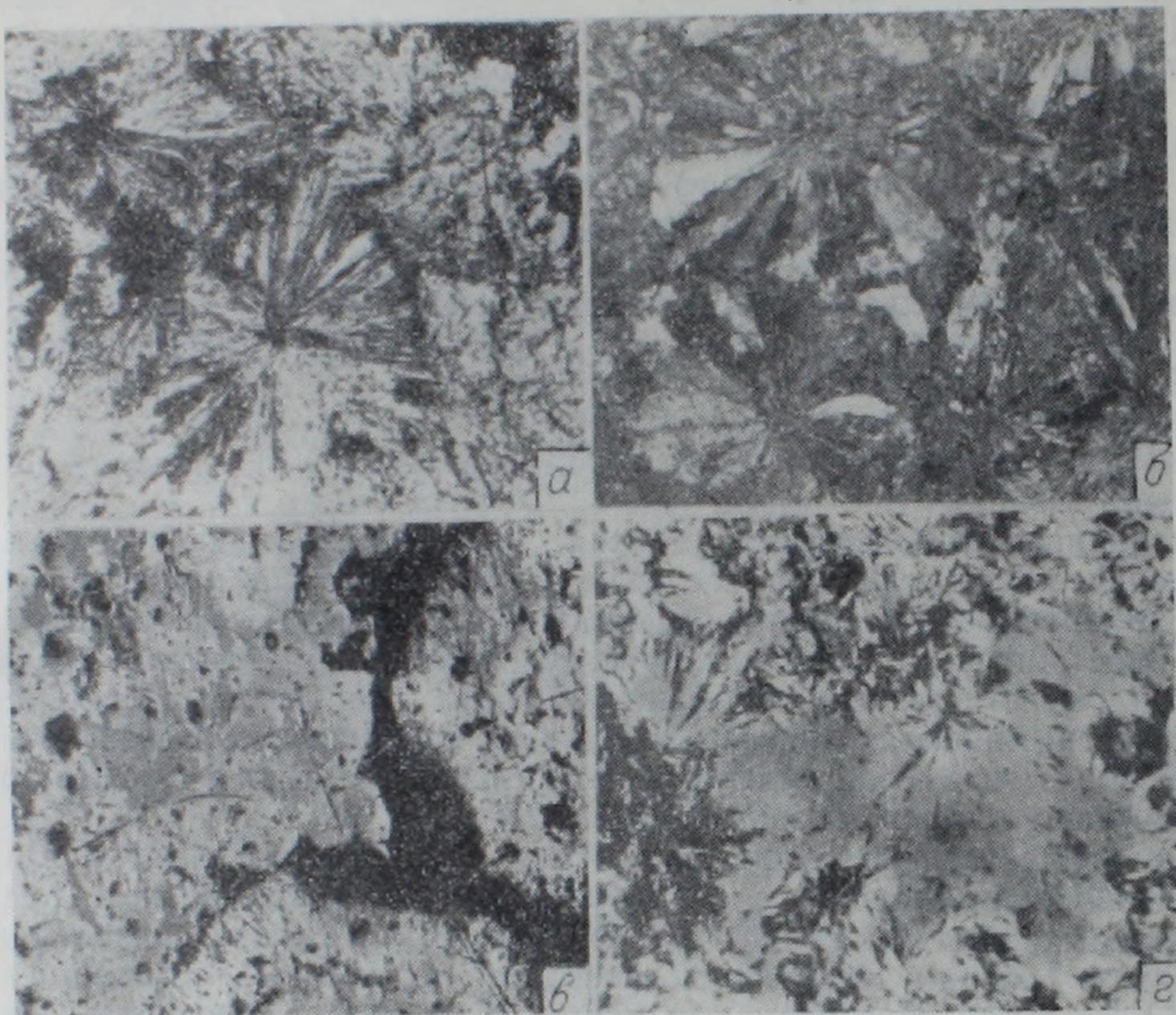


Рис. 1. а—пиролюзит радиально-лучистого строения. Полир. шлиф. Увел. 150х. Севкар-Саригюх, уч. Саталмыш. б—рамделлит радиально-лучистого строения в общем поле мелкозернистого пиролюзита. Естественный скол. Увел. 20х. Севкар-Саригюх, уч. Саталмыш. в—манганит (серый различных оттенков), отчетливо видно двуотражение. По краям оторочка пиролюзита (белое). Полир. шлиф. Увел. 150х. Севкар-Саригюх, уч. Гомери-дзор. г—гроутит (серое) по краям замещается пиролюзитом (белое). Полированный шлиф. Увел. 150х. Дебедское проявление.

На Барцратумбском проявлении марганец, в виде гнезд и прожилков, развивается в тесной ассоциации с эксгальционными кремнями, цементирующими обломки вмещающих риолитов. Марганцевая минерализация представлена главным образом криптомеланом, голландитом и минералом с формулой  $MnO_{1.89}$ , образующими дендриты, концентрически-зональные почки и спутанно-волоконистые агрегаты в общей массе кремнезема (рис. 2г). Вокруг некоторых почек криптомелана, в виде тончайших каемок развивается тодорокит. На проявлении широко развиты гидроокислы марганца, пропитывающие кремнистую массу, придавая им бурый, до смоляно-черного цвет.

На Цахкуняцком проявлении марганецсодержащие поствулканические растворы, попадая в озерную среду и смешиваясь с взрывным материалом, образовывали ритмично чередующиеся слои чистых и пропитанных гидроокислами марганца пеплов. Здесь марганцевая минерализация представлена небольшими выделениями криптомелана и гаусманита. Последний, по-видимому, образовался под воздействием раскаленного взрывного материала на гидроокислы марганца [8].

К числу низкотемпературных минералов марганца относится также гроутит [10], который в тесной ассоциации с манганитом выпадал в гипогенных условиях из подземных вод глубинной циркуляции (Дебедское проявление), образуя прожилки и гнезда среди измененных андезит-дацитов среднего эоцена. Гроутит представлен сферическими образованиями с радиально-лучистым строением (рис. 1г). Манганит выполняет пространства между образованиями гроутита.

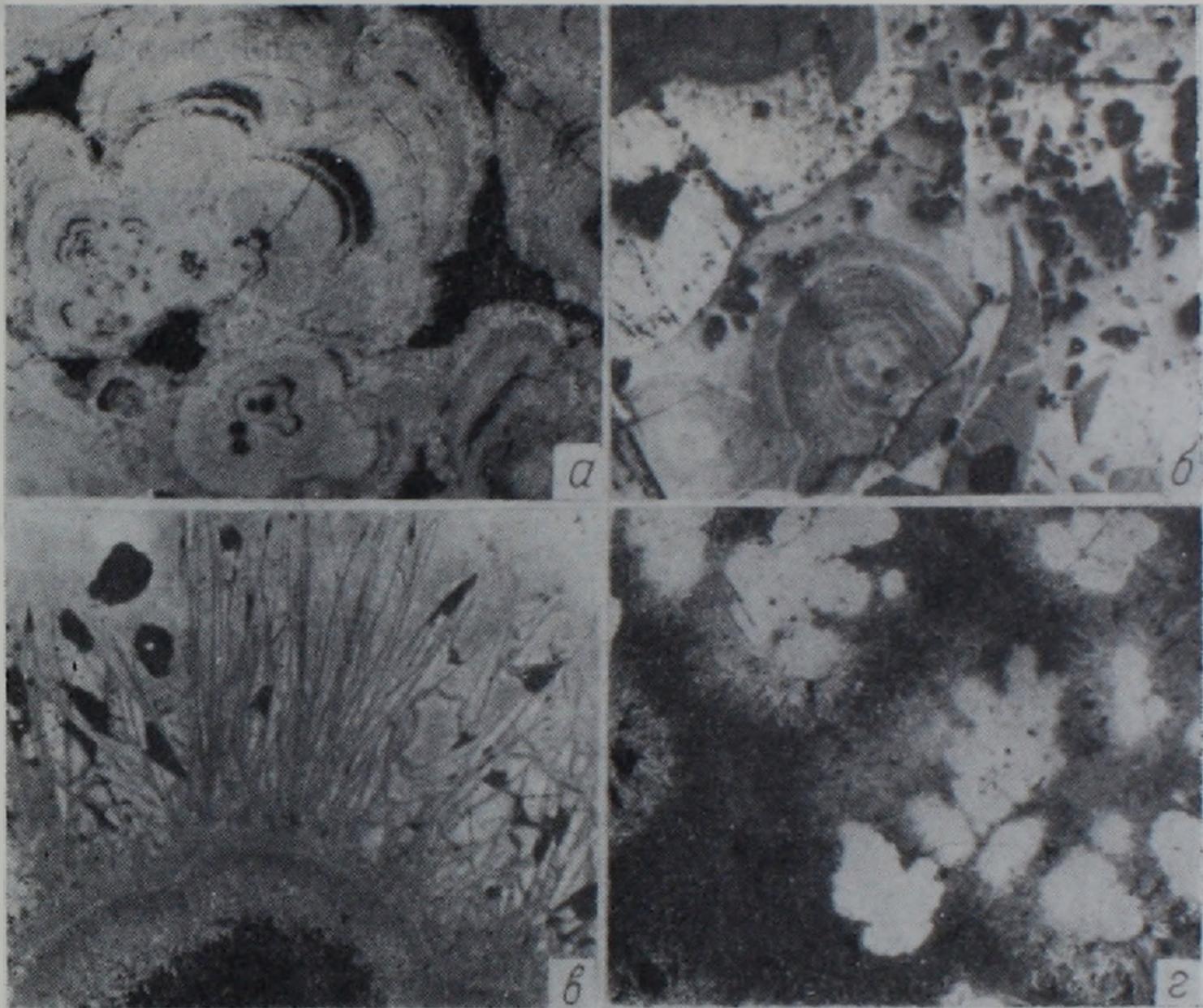


Рис. 2. а—почковидные агрегаты голландита (белое) и криптомелана. Полир. шлиф. Увел.  $\sim 150\times$ . Севкар-Саргюх, уч. Саталмыш. б—катаклазированная голландит-криptomелановая почка, сцементированная кристаллически-зернистым криптомеланом. Полир. шлиф. Увел.  $150\times$ . Мартирос. в—почковидный криптомелан с характерным «ледовым узором». Полир. шлиф. Увел.  $\sim 500\times$ . Мартирос. г—криptomелан в виде почек и спутанно-волоконистых агрегатов (белое). Полир. шлиф. Увел.  $\sim 200\times$ . Барцратумб.

Высокотемпературными первично-окисными минералами марганца сложены руды Кармрашенского проявления. Образовались они на наиболее ранней стадии гидротермального процесса в вертикальном ряду зональности рудоотложения. Эти образования пространственно тесно связаны с секущими вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена мощными дайкообразными и штокообразными телами кварцолитов (дайки по простиранию прослеживаются на 150—200 м при мощности до 10 м). Кварцолиты представляют собой высококремнистые тонкозернистые породы со сферолитовой текстурой, пропитанные небольшим количеством тонкодисперсного гематита и гидрокислых соединений железа [2]. Марганцевое оруденение представлено тонкозернистыми агрегатами хорошо раскристаллизованных первичных образований браунита, гаусманита и якобсита. Руды здесь образуют брекчиевидные и линзообразные тела. Брекчиевидные руды развиваются среди кварцолитов. Обломки последних, под воздействием высокотемпературных растворов, по краям перекристал-

лизваны с образованием реакционной каймы, сложенной относительно крупнозернистым кварцем. Линзообразные тела на Кармрашенском проявлении сложены метасоматическими образованиями среди туфопесчаников и туффитов. Кроме браунита, гаусманита и якобитта на периферии рудного тела развиваются криптомелан и рансьеит. Из нерудных минералов в тесной ассоциации с окисными соединениями марганца широко развиты минералы группы хлорита, образованные в процессе метасоматоза за счет пирокластического материала.

Необходимо отметить, что на Кармрашенском проявлении наблюдается более поздняя, наложенная на марганцевое оруденение ртутная минерализация, которая представлена прожилками кристаллически-зернистых агрегатов киновари (мощность прожилков достигает 2,5—3 мм).

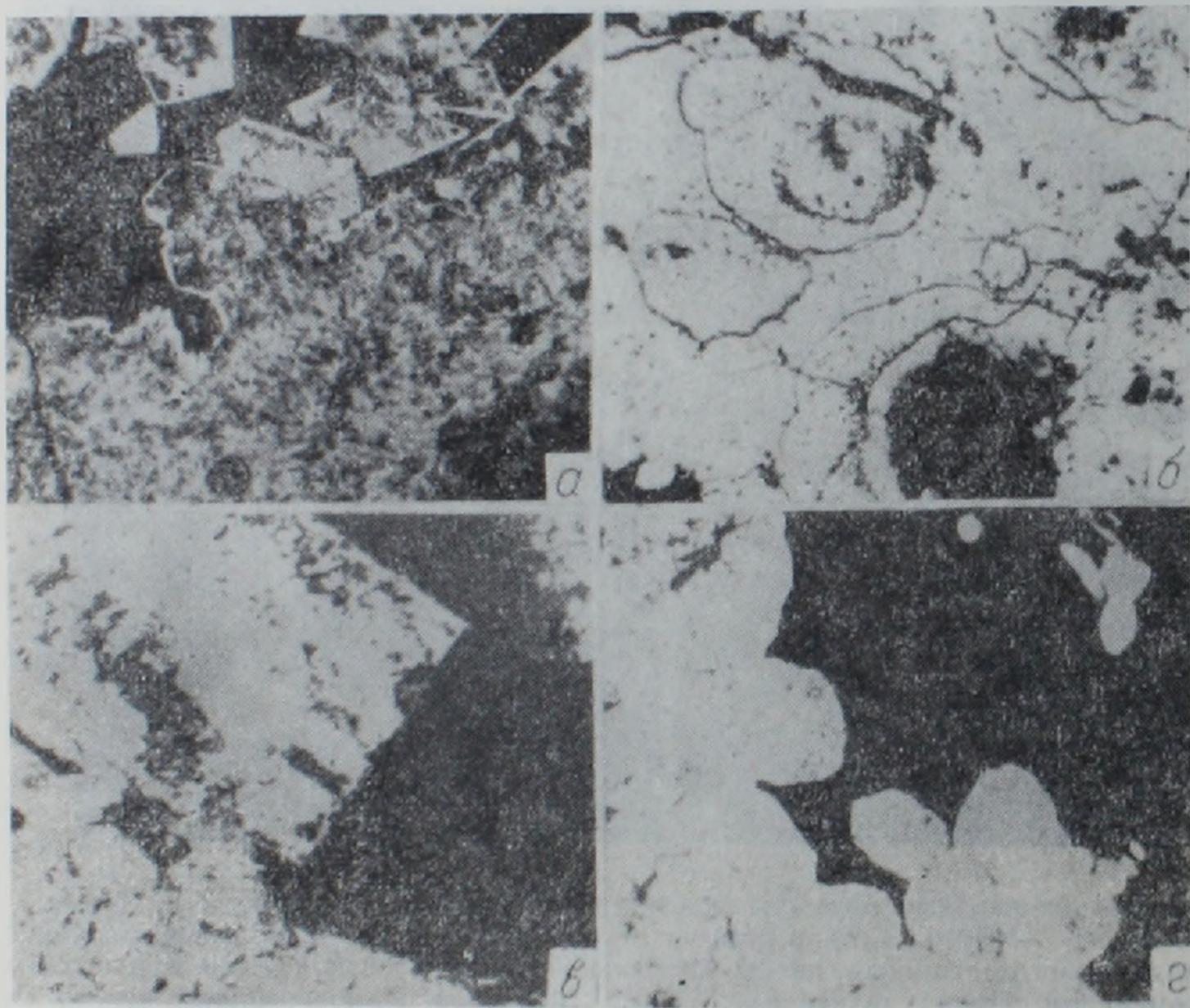


Рис. 3. а—реакционная кайма браунита поздней генерации вокруг мелкозернистых агрегатов ранней генерации (белое). Полир. шлиф. Увел. 200X. Сваранц. б—псевдоколломорфные выделения браунита. Полир. шлиф. Увел. 200X. Сваранц. в—браунит, псевдоморфозы по манганиту. Полир. шлиф. Увел. 200X. Саринар. г—кристаллически-зернистый браунит (белое) в общей силикатной массе. Полир. шлиф. Увел. 500X. Саринар.

Ассоциация метаморфогенных минералов марганца широко представлена на проявлениях, связанных с кремнисто-вулканогенной формацией офиолитовых серий (Сваранцское, Чах-Чахское и Саринарское проявления). Здесь выделяются минералы первичных и метаморфизованных руд. К первым относятся низкотемпературные минералы, которые выпадали в начальный эксгальационно-осадочный этап рудообразования и сохранились в виде реликтов манганита, минералов группы псиломелана, гидроокислов железа и родохрозита. Метаморфогенные минералы образовались за счет первичных руд в процессе метаморфизма, связанного с тектогенезом офиолитовых серий. Это гамма окисных и силикатных соединений марганца, представленных браунитом, гаусманитом, биксбиитом, родонитом, в небольшом количестве якобитом, вреденбургитом, бустамитом, пьемонитом и др.

Браунит на Сваранцском проявлении развивается в тесной ас-

социации с пьомонитом. Он слагает мелкозернистые агрегаты с полигональным строением. Образует две генерации. Браунит поздней генерации выпадает в виде тонких каемок вокруг ранних микрозернистых скоплений (рис. 3а) и тонких прожилков в общей рудной массе. Часто встречается также в виде псевдоколломорфных образований, замещая минералы группы псиломелана и гидроокислы марганца. На Сваранцском проявлении в тесной ассоциации с браунитом в небольшом количестве развивается биксбит, образуя гипидноморфные кристаллические агрегаты с зональным строением (рис. 4в). Гаусманит на Сваранцском проявлении развивается в небольшом количестве. Из нерудных минералов здесь широко развит пьомонит (рис. 4б), в меньшей степени родонит, и совсем в незначительном количестве тулит, бустамит, фриделит и др.

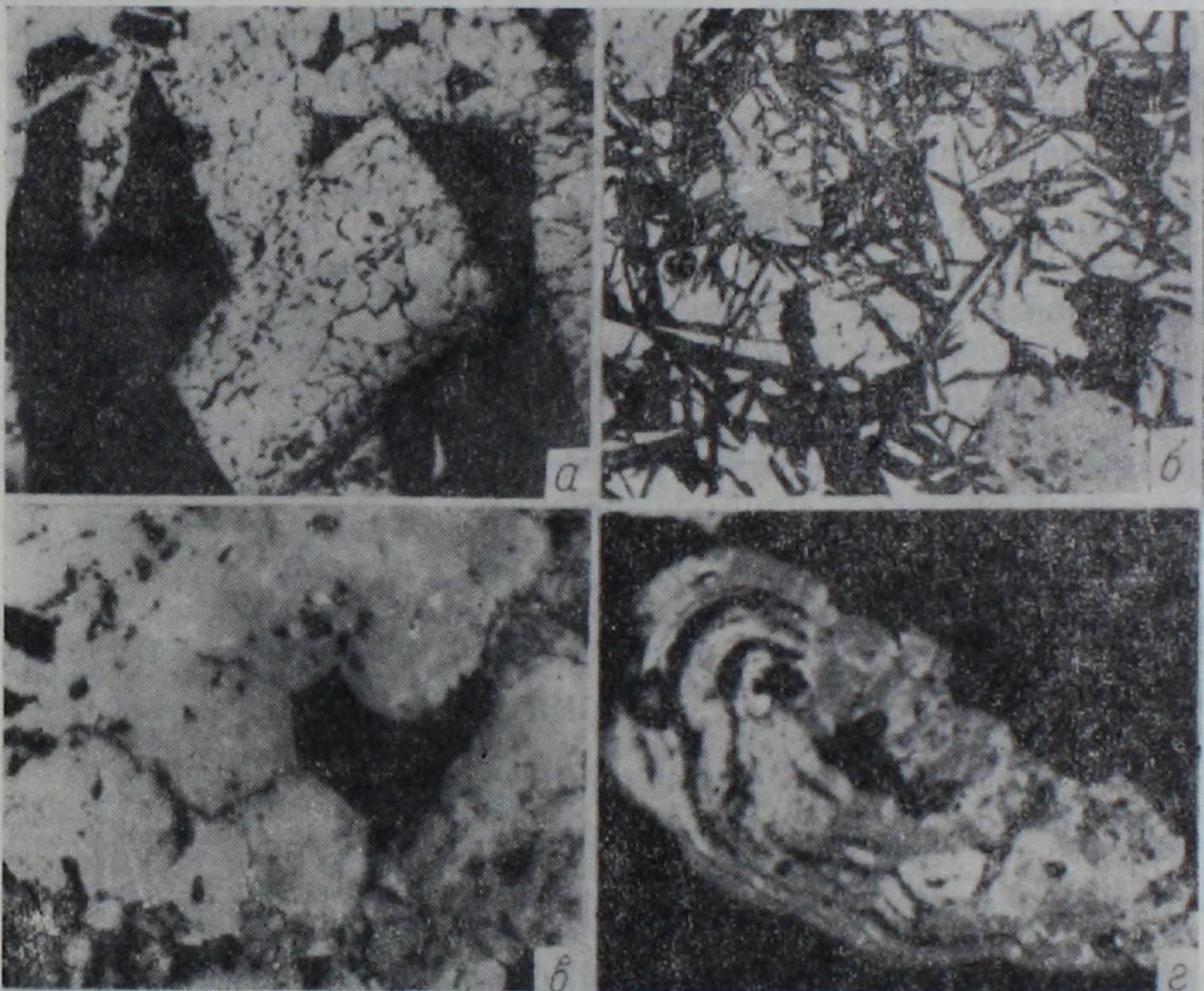


Рис. 4. а—якобсит, псевдоморфозы по манганиту. Полир. шлиф. Увел. 500X. Саринар. б—браунит (белое) в тесной срастании с игольчатыми выделениями пьомонита (темно серое). Полир. шлиф. Увел. 200X. Сваранц. в—биксбит (отчетливо видно зональное строение). Полир. шлиф. иммерсия. Увел. ~ 1500X. Сваранц г—гаусманит, замещающий колломорфные агрегаты гидроокислов марганца. Полир. шлиф. Увел. ~ 500X. Саринар.

На Саринарском проявлении браунит чаще образует псевдоморфозы по манганиту (рис. 3а). Встречается также в виде кристаллически-зернистых агрегатов в общей силикатной массе (рис. 3б). Наряду с браунитом здесь в небольшом количестве развиваются якобсит (образует псевдоморфозы по манганиту) (рис. 4в) и гаусманит. Последний развивается как по колломорфным выделениям минералов группы псиломелана, так и в составе вреденбургита (рис. 4г).

На Чах-Чахском проявлении марганцевая руда представлена преимущественно гаусманитом и бустамитом. Браунит и другие силикаты марганца здесь встречаются гораздо реже. В отличие от гаусманита из Кармрашенского, Сваранцкого и Саринарского проявлений, для гаусманита из Чах-Чахского проявления весьма характерны полисинтетические двойники.

Как видно из изложенного, главные рудообразующие минералы метаморфизованных руд на различных проявлениях развиты в различной степени: на Чах-Чахском проявлении руды сложены главным образом гаусманитом и бустамитом, на Сваранцском проявлении преобладают браунит, пьомонтит и родонит. Подобная дифференциация минеральных ассоциаций говорит о различной степени метаморфизма марганцевых руд: если на Сваранцском проявлении эти процессы достигали лишь низкой степени метаморфизма, то на Чах-Чахском носили более глубокий и интенсивный характер. Как известно, по данным Дира и других [4], пьомонтит и родонит образуются на низкой степени метаморфизма, бустамит же—на средней.

На Сваранцском проявлении в полях силикатных соединений марганца часто встречаются неправильные выделения самородной меди, что говорит о восстановительных условиях в процессе эпиметаморфических преобразований офиолитовых серий [4], с которыми связаны эти руды. Довольно крупные скопления самородной меди обнаружены также в пределах Саринарского проявления (около 15—18 см в поперечнике).

*Гипергенные минералы марганца* представлены пиролюзитом и вернадитом. Пиролюзит широко развит в зоне гипергенеза мелководных эксгалационно-осадочных руд верхнего мела. Более ограниченное развитие он имеет в глубоководных, метаморфизованных и высокотемпературных рудах. В молодых эксгалационных проявлениях, связанных с ареальным вулканизмом, пиролюзит носит весьма ограниченный характер. Вернадит в небольшом количестве обнаружен только в рудах Севкар-Саригюхского месторождения марганца в виде концентрически скорлуповатых агрегатов, выполняющих трещинки и пустоты в полуокисленной марганцевой руде.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 4. XII. 1985.

Լ. Պ. ՅԱՇՎԻԼԻ

ՀԱՅԿՍՏԱՆԻ ՍՍՀ ՄԱՆԳԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՏԱՐԲԵՐ ԾԱԳՈՒՄՆԱՅԻՆ ՏԻՊԵՐԻ ՈՐՈՇ ԱՌԱՆԱԶՆԱՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկված են Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի մանգանային հանքանյութերի ծագումնային տիպերի առանձնահատկությունները. 1) էրստալային-նստվածքային՝ ծանծաղ-ջրային (Սերար-Սարիգյուղ, Ղալաչա) և խորջրյա (Սարինար, Չախ-չախ, Սվարանց), 2) էրստալային (Մարտիրոս, Բարձրաթումբ, Մաղկունյաց), 3) ջրաջերմային բարձր ջերմաստիճանային (Կարմրաշեն) և ցածր ջերմաստիճանային (Դերեղ)։

Ցուրաքանչյուր տիպի համար արված է նրա համառոտ երկրաբանական բնութագիրն ու միներալային կազմությունը։ Առանձնացված և նկարագրված են բարձր և ցածր ջերմաստիճանային, ինչպես նաև մետամորֆիզմի սլայմաններում առաջացած միներալային զուգորդությունները։

SOME PECULARITIES OF THE ARMENIAN SSR MANGANESE ORES  
VARIOUS GENETIC TYPES

## A b s t r a c t

The Armenian SSR territory manganese ore manifestations genetic types are considered in this paper: 1) exhalation-sedimentary shallow-(Sevkar-Sarigulugh, Kalachah) and deep-sea metamorphized (Sarinar, Chakh-Chakh, Svarants); 2) exhalation (Martiros, Bartsratumb, Tzaghkunlats); 3) hydrothermal high-temperature (Karmrashen) and low-temperature (Debed). For each type a brief geological characteristic and mineral composition is brought. According to the formation conditions the high-temperature and low-temperature mineral associations as well as the metamorphism conditions are described.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж., Породообразующие минералы, Том 2, М.: Мир, 1965, 405 с.
2. Гуюмджян О. П., Яшвили Л. П.: Изверженные кремнистые породы (кварцолиты) Вайоцзора.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, т. XXXII, № 2, с. 3—16.
3. Магакьян Н. Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР.—ДАН АрмССР, 1966, т. IV, № 4, с. 225—230.
4. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд. Иностранная литература, 1962. 1132 с.
5. Сатуан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979. 168 с.
6. Яшвили Л. П. Об условиях формирования Севкар-Саригюхского месторождения марганца.—ДАН АрмССР, 1971, т. LIII, № 3, с. 168—172.
7. Яшвили Л. П., Карамян К. А. и др. Марганцевая минерализация Агаракского рудного поля.—Зап. Арм. отд. ВМО, 1977, вып. 9, с. 148—154.
8. Яшвили Л. П., Карапетян С. Г. О марганецодержащих образованиях в молодой ту каногенной свите Цахкуняцкого хребта.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, т. XXXII, № 2, с. 68—73.
9. Яшвили Л. П. Минеральный состав и генезис марганцевых руд СВ части оз. Севан.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, т. XXXI, № 4, с. 42—51.
10. Яшвили Л. П. Об обнаружении граунгита в рудах Дебедского проявления марганца (Армянская ССР).—Дан АрмССР, 1985, т. LXXX, № 3, с. 135—138.
11. Jashvily L. P. Volcanogenic Manganese ore deposits in northern Armenia, USSR Geology and Geochemistry of manganese, v. II. Budapest. Publishing House of the Hungarian academy of sciences. 1981.. p. 437—466.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 2, 45—50, 1987

УДК: 553.676:553.245 (479.25)

Н. С. КОРЧАГИНА

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ АСБЕСТОНОСНОСТИ  
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И НАПРАВЛЕНИЕ  
ПОИСКОВЫХ РАБОТ

В статье на основании региональных факторов хризотил-асбестового оруденения положительно оцениваются перспективы асбестоносности ультрамафитов Севано-Акеринского офиолитового пояса, где возможны находки малых (до 1 млн. т) и средних (до 5 млн. т) месторождений хризотил-асбеста.

Месторождения и проявления хризотил-асбеста обычно являются продуктом метаморфизма либо ультраосновных (апогипербазитовый тип), либо богатых магнием карбонатных пород (апокарбонатный

SOME PECULARITIES OF THE ARMENIAN SSR MANGANESE ORES  
VARIOUS GENETIC TYPES

## A b s t r a c t

The Armenian SSR territory manganese ore manifestations genetic types are considered in this paper: 1) exhalation-sedimentary shallow-(Sevkar-Sarigulugh, Kalachah) and deep-sea metamorphized (Sarinar, Chakh-Chakh, Svarants); 2) exhalation (Martiros, Bartsratumb, Tzaghkunlats); 3) hydrothermal high-temperature (Karmrashen) and low-temperature (Debed). For each type a brief geological characteristic and mineral composition is brought. According to the formation conditions the high-temperature and low-temperature mineral associations as well as the metamorphism conditions are described.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж., Породообразующие минералы, Том 2, М.: Мир, 1965, 405 с.
2. Гуюмджян О. П., Яшвили Л. П.: Изверженные кремнистые породы (кварцолиты) Вайоцзора.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, т. XXXII, № 2, с. 3—16.
3. Магакьян Н. Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР.—ДАН АрмССР, 1966, т. IV, № 4, с. 225—230.
4. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд. Иностранная литература, 1962. 1132 с.
5. Сатуан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979. 168 с.
6. Яшвили Л. П. Об условиях формирования Севкар-Саригюхского месторождения марганца.—ДАН АрмССР, 1971, т. LIII, № 3, с. 168—172.
7. Яшвили Л. П., Карамян К. А. и др. Марганцевая минерализация Агаракского рудного поля.—Зап. Арм. отд. ВМО, 1977, вып. 9, с. 148—154.
8. Яшвили Л. П., Карапетян С. Г. О марганецодержащих образованиях в молодой ту каногенной свите Цахкуняцкого хребта.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, т. XXXII, № 2, с. 68—73.
9. Яшвили Л. П. Минеральный состав и генезис марганцевых руд СВ части оз. Севан.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, т. XXXI, № 4, с. 42—51.
10. Яшвили Л. П. Об обнаружении граунгита в рудах Дебедского проявления марганца (Армянская ССР).—Дан АрмССР, 1985, т. LXXX, № 3, с. 135—138.
11. Jashvily L. P. Volcanogenic Manganese ore deposits in northern Armenia, USSR Geology and Geochemistry of manganese, v. II. Budapest. Publishing House of the Hungarian academy of sciences. 1981.. p. 437—466.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 2, 45—50, 1987

УДК: 553.676:553.245 (479.25)

Н. С. КОРЧАГИНА

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ АСБЕСТОНОСНОСТИ  
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И НАПРАВЛЕНИЕ  
ПОИСКОВЫХ РАБОТ

В статье на основании региональных факторов хризотил-асбестового оруденения положительно оцениваются перспективы асбестоносности ультрамафитов Севано-Акеринского офиолитового пояса, где возможны находки малых (до 1 млн. т) и средних (до 5 млн. т) месторождений хризотил-асбеста.

Месторождения и проявления хризотил-асбеста обычно являются продуктом метаморфизма либо ультраосновных (апогипербазитовый тип), либо богатых магнием карбонатных пород (апокарбонатный

тип). На территории Армении известны только апогипербазитовые проявления, связанные с выходами ультрамафитов, трассирующих тянущиеся в С—З направлении офиолитовые пояса, являющиеся частью и продолжением таковых Средиземноморской геосинклинальной области.

Все известные проявления хризотил-асбеста Армении находятся в пределах Севано-Акеринского пояса и до настоящего времени рассматриваются как явно непромышленные, а массивы ультрамафитов—мало перспективны на находки новых более крупных месторождений [3]. Такое заключение, однако, требует всестороннего геологического обоснования. В последние годы советскими и зарубежными учеными накоплен обширный материал по методике прогнозирования и оценки месторождений хризотил-асбеста. Разработаны региональные и локальные поисковые критерии, позволяющие обоснованно оценить перспективы регионов и отдельных проявлений [3, 4, 5].

В предлагаемой статье сделана попытка возможно полного раскрытия условий образования и закономерностей размещения проявлений хризотил-асбеста во времени и пространстве с целью обоснования перспектив Севано-Акеринского и Вединского офиолитовых поясов на находки промышленноценных месторождений.

Условия размещения проявлений хризотил-асбеста контролируются рядом геологических факторов, из которых выделяют главные: стратиграфический, геотектонический, магматический, структурный, метаморфический.

Ниже будут рассмотрены приведенные региональные факторы контроля промышленного асбестообразования и геологические предпосылки асбестообразования в пределах офиолитовых поясов Армении.

*Стратиграфический фактор.* Все крупные месторождения хризотил-асбеста—Баженовское, Джетыгаринское, Молодежное и др., преимущественно отмечаются в раннепротерозойских, ранне- и среднепалеозойских ультрамафитах. По подсчетам Колбанцева Р. В. [5], с докембрийскими ультрамафитами связано 4% мировых запасов хризотил-асбеста, с раннепалеозойскими—40,4%, со среднепалеозойскими—53,3% и мезозойскими—2,3%. Возраст офиолитовых поясов Армении определен как мезозойский (поздняя юра—ранний коньяк). Однако, хотя и небольшое, но наличие хризотил-асбеста в мезозойских складчатых системах (СЗ Канады, месторождения Кассияр, Клинтон-Крик и др. с запасами до 5 млн. тонн) свидетельствует скорее о других, более важных критериях, определяющих асбестообразование.

*Геотектонический фактор.* Все месторождения Урала, Казахстана, Сибири и др. регионов мира формируются в эвгеосинклинальных зонах, характеризующихся наиболее глубоким и длительным погружением, и связаны с сооружениями, сложенными породами офиолитовой толщи, имеющей большие мощности [3]. В Армении, исходя из анализа мощностей и объемов спилит-кератофировой формации и площадей выходов массивов ультрамафитов, приходят к выводу [6], что в палеотектоническом плане наиболее обширным и глубоководным был Севано-Акеринский пояс и наименее глубоководным—Вединский. Это обстоятельство объясняется масштабами растяжения континентальной коры, в результате движений которой образовались упомянутые пояса, представляющие собой интрагеосинклинальные области.

Действительно, все известные проявления хризотил-асбеста Армении сосредоточены именно в пределах наиболее глубоководного Севано-Акеринского пояса, в то время как в пределах Вединского проявлений не отмечается вовсе.

Обобщение геологических материалов по асбестоносным регионам показало, что складчатые системы, с которыми связаны крупные месторождения хризотил-асбеста, отличаются полнотой развития главного геосинклинального и орогенного этапов, т. е. масштабы асбестоносности определяются не возрастом, а степенью завершенности геосинклинального развития региона.

Согласно В. Е. Ханну [7], Средиземноморская геосинклинальная область, частью которой являются офиолитовые пояса Армении, находится в стадии геосинклинального режима, в котором весьма слабо проявлен орогенный этап развития. Очевидно, это обстоятельство и является основным фактором, вследствие которого в офиолитовых поясах Средиземноморской геосинклинальной области присутствуют только мелкие проявления хризотил-асбеста, известные как в пределах Армении (Дзорагетское, Арманисское, Амасийское, Шоржинское, Джильское, Бабаджанское, Памбакское, Даринское, Джанахмедское) и Азербайджане—(Джомартское, Чоректарское, Чорманское, Ипякское, Каберинское, Козлинское, Лолабагирлинское), а также и на продолжении Севано-Акеринского пояса—в пределах Турции (Сарыкамышское и Кагызманское).

*Магматический фактор* проявляется как в формационной принадлежности субстрата, т. е. вмещающих асбест массивов ультрамафитов, так и в характере более поздних гранитоидов, гидротермы которых дают начало асбестообразованию.

Исследования асбестоносности гипербазитов Урала и других регионов мира выявили преимущественную связь различных генетических подтипов месторождений хризотил-асбеста с определенными формационными типами ультрамафитов. Среди последних в настоящее время большинством исследователей выделяются три главные формации: 1) дунит-гарцбургитовая, 2) пироксенит-перидотитовая и 3) дунит-клинопироксенитовая. В отношении промышленной асбестоносности баженковского подтипа наиболее перспективными являются массивы ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации. С пироксен-перидотитовой формацией обычно связаны небольшие месторождения продольно-волокнистого асбеста карачаевского подтипа и наименее благоприятные для промышленного асбестообразования гипербазиты дунит-клинопироксенитовой формации.

Вопросу определения формационной принадлежности массивов ультрамафитов Армении, с точки зрения возможной их асбестоносности, была посвящена статья Абовяна С. Б. и Корчагиной Н. С. [1], в которой было обосновано преимущественное развитие в офиолитовых поясах Армении наиболее перспективной на хризотил-асбест дунит-гарцбургитовой формации, отличающейся высокой магнезиальностью  $MgO/SiO_2=1,3-1,5$ , пониженной железистостью  $M/F=7,2-9,2$ ; хромитонностью и исчезающе малыми содержаниями титана (сотые доли %).

Другим магматическим фактором асбестообразования, как указывалось выше, является характер более поздних гранитоидов, со временем проявления которых обычно связывают размеры хризотил-асбестового оруденения. Так, образование крупных месторождений происходит в период главной фазы складчатости (раннеорогенные этапы) в связи с воздействием на вмещающие ультрамафиты раннеорогенных натровых или малокальциевых гранитов, богатых гидротермами. Менее крупные месторождения образуются, в период активизации собственногеосинклинальных этапов развития, в связи с воздействием на ультрамафиты менее богатых гидротермами гранитоидов базальтоидного типа [3, 4].

Орогенный этап в пределах Севано-Акеринского пояса выражен образованием крупных антиклинальных и синклинальных складок и слабым проявлением магматизма, представленного малыми интрузиями габбро-диоритов и диорит-порфиритов, кварцевых порфиритов. Четких пересечений ультрамафитов с раннеорогенными гранитоидами нигде не отмечается. Последние секут только вмещающую вулканогенно-осадочную толщу, не внедряясь в ультрамафиты. Очевидно, что асбестообразование в Армении связано с воздействием на ультрамафиты кислых дифференциатов габбро, широко развитых на севере Се-

вано-Акеринского пояса, внедрившихся в ультрамафиты в этап активизации геосинклинали. Эта связь в какой-то мере доказывается и петрографически. Просмотр шлифов, взятых из верхнеконьякских (временное поднятие геосинклинали) конгломератов, содержащих гальки ультрамафитов, показал, что последние были аллометаморфически серпентинизированы еще в доверхнеконьякское время. В одном и том же шлифе одновременно присутствуют гальки пород, серпентинизированных как в аллометаморфическую стадию (петельчатый лизардит первой генерации), так и в аллометаморфическую стадию (лизардит второй генерации, хризотил, антигорит второй и третьей генераций, хризотил-асбест). Присутствие галек пород, серпентинизированных в аллометаморфическую стадию, т. е. под воздействием кислых гидротерм, свидетельствует о завершенности процесса серпентинизации, одним из этапов которого является асбестообразование, еще в раннегеосинклиналиную стадию под воздействием гидротерм геосинклиналильных кислых дифференциатов габбро (третья фаза по С. Д. Паланджяну [5]), представленных плагиогранитами и кварцевыми диоритами. В это время, как указывалось выше, могли образоваться только средние и мелкие месторождения хризотил-асбеста.

*Структурный фактор.* Обычно асбестовое оруденение бывает приурочено к разрывным нарушениям в теле гипербазитов. Мощные асбестовые залежи преимущественно локализируются в промежутках между парными зонами разломов, фиксирующихся либо жильной фацией гранитоидов, либо продуктами околотрещинного метасоматоза гипербазитов—лиственитами и тальк-карбонатными породами. Другим надежным структурным признаком является наличие в массивах ультрамафитов мелких и крупных блоков «ядер» слабо серпентинизированных пород на общем фоне широко развитых полей серпентинизации. «Ядра» служат своего рода структурами, вокруг которых существуют ослабленные зоны, в которых часто образуется хризотил-асбест.

Массивы Севано-Акеринского пояса в структурном отношении хорошо подготовлены для проникновения асбестизирующих растворов. Отмечается широкое развитие как жильной фации габброидов (от основных до кислых), так и дайкообразных тел лиственитов. В массивах также отмечаются довольно обширные поля слабо серпентинизированных «ядер» ультрамафитов с реликтами первичных минералов, вокруг которых существует ослабленная зона серпентинизации и где, по аналогии с другими месторождениями, необходимо сосредоточить поисковые работы, считая эти зоны потенциально асбестоносными.

*Метаморфический фактор* контроля асбестообразования проявляется как в метаморфизме вмещающих гипербазиты пород, так и в степени метаморфизма (серпентинизации) самих гипербазитов. Из опыта изучения крупных месторождений мира известно, что все они залегают в массивах, вмещающие вулканогенно осадочные породы которых испытали метаморфизм не выше зеленосланцевой фации. Золоев К. К. считает, что ультрамафиты, залегающие в отложениях, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации, промышленной хризотил-асбестоносности никогда не содержат, что, по-видимому, связано с обезвоживанием вмещающих пород и ослаблением, вследствие этого, гидротермальных процессов.

Массивы Севано-Акеринского пояса находятся в основном в верхне-сенонских известняках, с которыми повсеместно отмечаются только тектонические контакты. Однако, местами (в СЗ части пояса—в пределах Базумского хребта, далее на восток—в пределах Севанского хребта и еще восточнее—в р-не села Джанахмед) отмечаются контакты и с породами офиолитовой спилит-кератофировой формации, представленной пачками радиоляритов и других силицитов, чередующихся с типичными шаровыми спилитами, спилитовыми порфиритами, внутри-

формационными секущими телами диабазов и, реже, кератофиров. В этом отношении наиболее типична так называемая «саринарская» свита, выделенная Сатяном М. А., контактирующая с Джил-Сатанахачским массивом на протяжении 9 км. Ширина свиты—2 км, суммарная мощность—1000 м. Согласно детальным исследованиям того же автора метаморфизм вмещающих пород спилит-кератофировой формации проходил в фации зеленых сланцев.

Как отмечалось выше, на асбестообразование влияет также степень и направленность серпентинизации самих ультрамафитов, т. к. хризотил-асбестизация является по существу одной из стадий аллосерпентинизации ультрамафитов. Однако, эта сторона вопроса относится уже к локальным факторам асбестообразования и будет освещена в следующей статье.

Исходя из вышеприведенного сравнительного анализа общих региональных поисковых признаков с объективными геологическими предпосылками асбестоносности в пределах офиолитовых поясов Армении, приходим к следующим выводам:

1. Благоприятными факторами промышленного асбестообразования являются:

а) приуроченность массивов ультрамафитов к эвгеосинклинальной зоне офиолитовых поясов;

б) полнота развития раннегеосинклинального режима, при котором формировались вулканогенно-осадочные породы офиолитового комплекса, секущие их массивы ультрамафитов и более поздних мафитов;

в) принадлежность пород массивов ультрамафитов к высокомагнезиальной перспективной на хризотил-асбест, дунит-гарцбургитовой формации;

г) наличие в массивах ультрамафитов разрывных структур, фиксирующихся жильной фацией кислых дифференциатов габбровой магмы, кварц-карбонатными метасоматитами (лиственитами) и «ядрами» слабо серпентинизированных гарцбургитов;

д) метаморфизм вмещающих вулканогенно-осадочных пород в фации зеленых сланцев.

2. Неблагоприятным фактором для образования крупных промышленных месторождений хризотил-асбеста является слабая выраженность кислого раннеорогенного магматизма, малые интрузии которого не пересекают массивы ультрамафитов. Это обстоятельство является основным свидетельством того, что в офиолитовых поясах Армении не могли быть образованы крупные месторождения хризотил-асбеста.

3. Асбестообразование связано с воздействием на высокомагнезиальные дунит-гарцбургиты гидротерм кислых дифференциатов габбро (кварцевых диоритов и плагиогранитов), внедрение которых происходило в период активизации собственно геосинклинального этапа развития офиолитовых зон. В это время, как указывалось выше, могли образоваться только малые (до 1 млн. тонн) и средние (до 5 млн. тонн) месторождения асбеста.

4. Для промышленности Армении, потребляющей около 15 тыс. тонн хризотил-асбеста в год, достаточно наличие даже малых месторождений, разработка которых обеспечит потребность республики на долгие годы.

ՀԱՅԿՍՏԱՆԻ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱՇՔԻ ԱՍԲԵՏԱՐԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ  
ԳՆԱՀՍՏՈՒՄԸ ԵՎ ՈՐՈՆՈՂԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏԱՆՔՆԵՐԻ ՈՒՂՂՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա. մ. փ. փ. ո. մ.

Հողվածում քրիզոտիլ-ասբեստային հանքայնացման սեզիոնալ գործոնների հիման վրա գրականապես են գնահատվում Սևան-Աքերայի օֆիոլիտային գոտու ուլտրամաֆիտների ասբեստաբերության հեռանկարները, որտեղ հնարավոր է համարվում քրիզոտիլ-ասբեստի փոքր (մինչև 1 մլն. տ) և միջին (մինչև 5 մլն. տ) հանքավայրերի հայտնաբերումը:

N. S. KORCHAGINA

THE ARMENIAN SSR TERRITORY ASBESTIFEROUSNESS  
PERSPECTIVES ESTIMATION AND PROSPECTING ORIENTATION

A b s t r a c t

On the basis of chrysotile-asbestos mineralization regional factors the Sevan-Akera ophiolite belt ultramafites asbestiferousness perspectives are positively estimated. The possibility of finding the small (up to 1 mln. tons) and middle (up to 5 mln. tons) chrysotile-asbestos deposits are considered.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б., Корчагина Н. С. Формационная принадлежность ультраосновных пород Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов Арм ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 2, с. 20.
2. Золоев К. К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975, 192 с.
3. Золоев К. К., Шмаина М. Я., Чемякин В. И., Баица К. Т. Поиски, разведка и промышленная оценка месторождений хризотил-асбеста. М.: Недра, 1979, 92 с.
4. Колбанцев Р. В. Асбестоносные гипербазитовые провинции СССР.—В кн.: Асбесты СССР, вып. 1, М.: Недра, 1974, с. 19—32
5. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброндов Севанского хребта. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, 200 с.
6. Сатиан М. А. Позднемслловый литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1979, 179 с.
7. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 2, 50—56, 1987

УДК: 550.348.436.06

ՈՒ. Կ. ԿԱՐԱՔԵՏՅԱՆ

МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АРДАХАН-КАРС-  
-ХОРАСАНСКОГО РЕГИОНА

В статье приводятся результаты изучения механизма очагов землетрясений Ардахан-Карс-Хорасанского региона. Определены ориентации двух возможных плоскостей разрывов, компоненты подвижки в этих плоскостях и направления осей главных напряжений в очагах землетрясений региона.

В результате исследования механизма очага разрушительного Эрзурум-Карсского землетрясения установлено, что эпицентр этого землетрясения не приурочен ни к одному из линейментов, выявленных по космическим снимкам.

Ардахан-Карс-Хорасанский регион занимает территорию, ограниченную параллелями 39,5° и 41,5° северной широты и меридианами 42° и 43,5° восточной долготы. Этот регион издавна известен как сейсмически активный. Первые сведения о землетрясениях региона относятся к 995 году [5].

ՀԱՅԿՍՏԱՆԻ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱՇԻՐ ԲԱՐԵՍԱՐԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ  
ԳՆԱՀՍՏՈՒՄԸ ԵՎ ՈՐՈՆՈՂԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏԱՆՔՆԵՐԻ ՈՒՂՂՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա. մ. փ. փ. ո. մ.

Հողվածում բրիգոտիլ-ասբեստային հանքայնացման սեզիոնալ գործոնների հիման վրա գրականապես են գնահատվում Սևան-Աքերայի օֆիոլիտային գոտու ուլտրամաֆիտների ասբեստաբերության հեռանկարները, որտեղ հնարավոր է համարվում բրիգոտիլ-ասբեստի փոքր (մինչև 1 մլն. տ) և միջին (մինչև 5 մլն. տ) հանքավայրերի հայտնաբերումը:

N. S. KORCHAGINA

THE ARMENIAN SSR TERRITORY ASBESTIFEROUSNESS  
PERSPECTIVES ESTIMATION AND PROSPECTING ORIENTATION

A b s t r a c t

On the basis of chrysotile-asbestos mineralization regional factors the Sevan-Akera ophiolite belt ultramafites asbestiferousness perspectives are positively estimated. The possibility of finding the small (up to 1 mln. tons) and middle (up to 5 mln. tons) chrysotile-asbestos deposits are considered.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б., Корчагина Н. С. Формационная принадлежность ультраосновных пород Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов Арм ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 2, с. 20.
2. Золоев К. К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975, 192 с.
3. Золоев К. К., Шмаина М. Я., Чемякин В. И., Баица К. Т. Поиски, разведка и промышленная оценка месторождений хризотил-асбеста. М.: Недра, 1979, 92 с.
4. Колбанцев Р. В. Асбестоносные гипербазитовые провинции СССР.—В кн.: Асбесты СССР, вып. 1, М.: Недра, 1974, с. 19—32
5. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброндов Севанского хребта. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, 200 с.
6. Сатиан М. А. Позднемслловый литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1979, 179 с.
7. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 2, 50—56, 1987

УДК: 550.348.436.06

ՈՒ. Կ. ԿԱՐԱՔԵՏՅԱՆ

МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АРДАХАН-КАРС-  
-ХОРАСАНСКОГО РЕГИОНА

В статье приводятся результаты изучения механизма очагов землетрясений Ардахан-Карс-Хорасанского региона. Определены ориентации двух возможных плоскостей разрывов, компоненты подвижки в этих плоскостях и направления осей главных напряжений в очагах землетрясений региона.

В результате исследования механизма очага разрушительного Эрзурум-Карсского землетрясения установлено, что эпицентр этого землетрясения не приурочен ни к одному из линейментов, выявленных по космическим снимкам.

Ардахан-Карс-Хорасанский регион занимает территорию, ограниченную параллелями 39,5° и 41,5° северной широты и меридианами 42° и 43,5° восточной долготы. Этот регион издавна известен как сейсмически активный. Первые сведения о землетрясениях региона относятся к 995 году [5].

Нами построены карты эпицентров землетрясений региона за периоды с 995 по 1900 гг. (рис. 1а), с 1901 по 1950 гг. (рис. 1б) и с 1951 по 1980 гг. (рис. 1в). В первый период с 995 по 1900 гг. землетрясения проходили в основном в районах Карса, Каракёсе и Тмогви. Всего в этот период насчитывается 25 землетрясений с  $M \geq 4$ . Во второй период (с 1901 по 1950 гг.) район Карса остается сильно сейсмоактивным, становится сейсмоактивным район Ардастана, усиливается сейсмическая активность северо-восточной оконечности региона. В указанный период произошло 37 землетрясений, из которых 30 являются основными толчками. Третий период (с 1951 по 1980 гг.) характерен землетрясениями с магнитудой  $M < 5$ . В регионе произошло одно единственное землетрясение с магнитудой  $M = 5$  в районе Ардастана 29 апреля 1976 г. В этот период в регионе произошло 44 землетрясения силой 5 баллов и более. При этом 33 землетрясения были основными толчками.

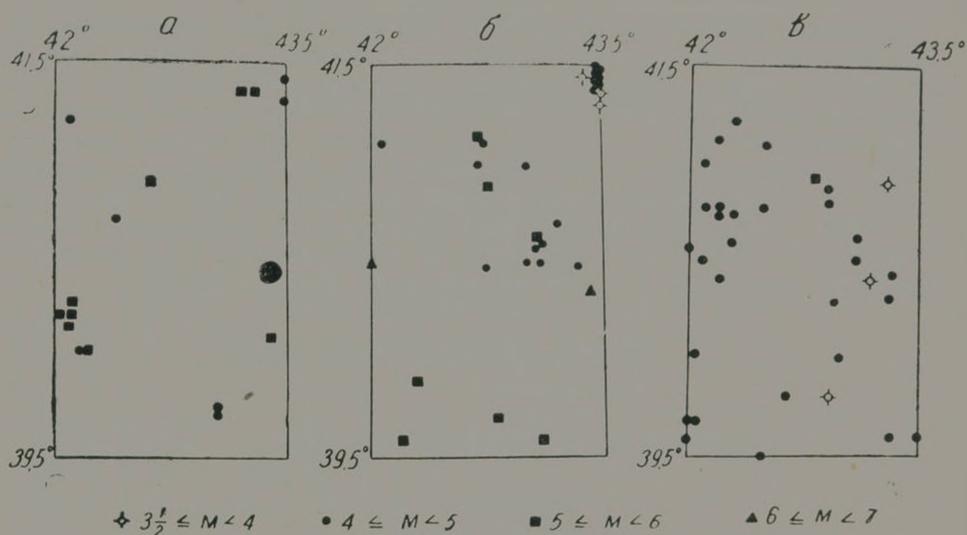


Рис. 1. Карты эпицентров сильных землетрясений Ардахан-Карс-Хорасанского региона за периоды: а—995—1900, гг.; б—1901—1950, гг.; в—1951—1980, гг.

30 октября 1983 г. в пограничной зоне с Эрзинджап-Бингёльским регионом произошло самое крупное землетрясение ( $M = 6\frac{3}{4}$ ) в регионе за все историческое время—Эрзурум-Карское землетрясение.

Нами изучены механизмы очагов землетрясений Ардахан-Карс-Хорасанского региона. При этом 9 землетрясений были основными толчками, а 9—афтершоками или форшоками. Основные данные об этих землетрясениях приведены в табл. 1, где указывается также является ли данное землетрясение форшоком или афтершоком. В случае основного толчка дается название землетрясения или район, где оно имело место.

При изучении механизма очагов землетрясений Ардахан-Карс-Хорасанского региона использован метод, основанный на теории дислокаций [3]. Все построения велись на сетке Вульфа в проекции верхней полусферы. Определены ориентации двух возможных плоскостей разрывов, компоненты подвижки в этих плоскостях, а также ориентации осей главных напряжений в очагах землетрясений этого региона. Полученные результаты сведены в табл. 2.

Проведено сопоставление полученных результатов с тектоникой региона [4] и с линеamentами, выявленными по космическим снимкам [1].

Первое из рассмотренных землетрясений произошло 29 марта 1961 г. в районе Мерденика. Вследствие малочисленности данных

возможны три варианта проведения подалыных линий по первым смещениям в продольной волне. В качестве решения нами выбран первый вариант, как наиболее соответствующий тектонике этого региона. В очаге произошел круто ( $e=80^\circ$ ) падающий к юго-востоку разрыв, азимут простираания которого равен  $50^\circ$ . Линсамент, к которому приурочен эпицентр этого землетрясения, имеет азимут примерно  $58^\circ$  и с осью сжатия составляет угол  $54^\circ$ . Ось сжатия ориентирована в меридиональном, ось нулевых напряжений—в близмеридиональном, а ось растяжения—в широтном направлениях. При этом оси сжатия и растяжения горизонтальны. Подвижка по разрыву в очаге этого землетрясения имеет характер левостороннего сдвига со значительной долей сброса.

Западнее Мерденека на расстоянии 20—30 км в районе Олту расположены эпицентры рассмотренных землетрясений 25 мая 1968 г., 21 апреля 1976 г. и 25 апреля 1980 г. Азимут простираания разрыва в очаге этих землетрясений получился равным  $40-45^\circ$ , а угол, составленный плоскостью разрыва с горизонтальной плоскостью— $52-72^\circ$ . Подвижка по разрыву в очагах землетрясений 25 мая 1968 г. и 25 апреля 1980 г. имела характер левостороннего сдвига, а в очаге землетрясения 21 апреля 1976 г.—сброса со значительной компонентой левостороннего сдвига. Во всех трех случаях оси сжатия ориентированы в меридиональном, а оси растяжения—в широтном направлениях. Но в указанных выше двух первых случаях (25.V. 1968 г. и 25.IV. 1980 г.) как оси сжатия, так и растяжения направлены горизонтально, в то время как при третьем землетрясении ось сжатия направлена вертикально, а ось растяжения—горизонтально.

Основные параметры землетрясений

Таблица 1

№, № п/п	Дата и время возникновения землетрясения	Координаты эпицентра		Глубина	Магнитуда	Энергетический класс	Район или название землетрясения
		$^\circ N$	$^\circ E$				
1.	29/III 1961 07 29	40 47	42 30	10	$4^{1/2}$		Мерденека
2.	9/X 1963 04 36	40 00	43 00	20	$4^{1/2}$	12	Кагызмана
3.	25/V 1968 00 29	40 44	42 12	10	$4^{3/4}$	12	Олту
4.	26/V 1968 05 34	40 46	42 14	15	$4^{1/4}$	11—12	Афтершок зем-ия в Олту
5.	22/III 1972 00 51	40 24	42 12	15	$4^{1/2}$	12	Сарыкамьша
6.	21/II 1973 00 24	40 18	42 18	15	$3^{3/4}$	10—11	Афтершок зем-ия в Сарыкамьше
7.	25/III 1976 11 55	41 01	42 57	10	$4^{3/4}$	12—13	Форшок Ардаханского землетрясения
8.	21/IV 1976 21 58	40 46	42 06	25	$4^{1/4}$	11—12	Олту
9.	29/IV 1976 22 18	40 55	42 49	5	5	13	Ардаханское II
10.	29/IV 1976 23 23	40 50	42 53	10	$4^{1/2}$	12	Афтершок Ардаханского землетрясения
11.	4/VI 1976 05 08	40 19	42 56	15	$4^{1/2}$	12	—
12.	6/II 1977 04 49	40 48	42 55	10	$3^{3/4}$	11	—
13.	25/IV 1980 00 57	40 44	42 18	10	4	11	Олту
14.	1/VI 1980 22 46	40 09	41 59	10		10—11	Херасана
15.	30/X 1983 04 12	40 20	42 11	12	$6^{3/4}$		Эрзурум-Карское
16.	30/X 1983 08 13	40 27	42 18	10	$4^{1/4}$		Афтершок Эрзурум-Карского зем-ия
17.	30/X 1983 09 31	40 14	42 04	10		10	—
18.	30/X 1983 12 40	40 20	42 10	17	$5^{1/4}$		—

Землетрясение 25 мая 1968 г. сопровождалось 26 мая 1968 г. афтершоком с магнитудой  $M=4^{1/4}$ , механизм очага которого сильно отличается от механизма очага основного толчка, а именно разрыв в очаге ориентирован в меридиональном направлении, подвижка по разрыву—сброс, оси сжатия и растяжения ориентированы в широтном направлении под углом  $40-48^\circ$  к горизонту, а ось промежуточно-

Ориентация разрывов и осей главных напряжений в очагах землетрясений  
Ардахан-Карс-Хорасанского региона

№ п.п.	Дата и время возникновения землетрясения число, месяц, год, ч, мин	Плоскость разрыва I				Плоскость разрыва II				Напряжения					
		вектор падения		компоненты подвижки		вектор падения		компоненты подвижки		сжатия		промежуточное		растяжения	
		$A^\circ$	$e^\circ$	по простиранию	по падению	$A^\circ$	$e^\circ$	по простиранию	по падению	$A^\circ$	$e^\circ$	$A^\circ$	$e^\circ$	$A$	$e^\circ$
1.	29/III 1961 07 29	140	80	-0,86	-0,51	236	60	+1,00	-0,03	184	28	33	58	282	14
		310	30	-0,82	-0,57	71	74	+0,39	-0,92	42	55	168	24	270	26
		314	80	-0,98	+0,19	222	80	+0,98	+0,19	178	0	88	75	268	15
2.	9/X 1963 04 36	304	24	-0,10	-0,99	310	66	+0,04	+1,00	129	21	219	2	315	69
3.	25/V 1968 00 29	313	72	-1,0	-0,07	44	86	+0,95	-0,31	0	15	146	72	268	9
4.	26/V 1968 05 34	94	86	-0,20	-0,98	202	12	+0,95	-0,33	106	48	3	11	263	40
5.	22/III 1972 00 51	5	80	-0,97	+0,24	97	76	-0,98	-0,18	142	3	239	72	51	17
6.	21/II 1973 00 24	4	50	+1,00	+0,04	96	88	-0,77	+0,64	314	25	188	49	58	29
7.	25/III 1976 11 55	127	80	-0,87	+0,50	31	60	-0,98	-0,19	346	13	233	58	83	29
8.	21/IV 1976 21 58	315	52	-0,58	-0,81	86	50	+0,59	-0,80	19	63	201	27	111	1
9.	29/IV 1976 22 18	154	76	-0,88	+0,48	57	62	+0,97	+0,26	14	10	268	59	109	30
10.	29/IV 1976 23 23	158	72	-0,87	+0,48	58	62	+0,94	-0,34	16	6	277	56	110	33
11.	4/VI 1976 05 08	158	80	-0,87	+0,50	63	60	+0,98	+0,19	18	14	265	58	115	28
12.	6/II 1977 04 49	158	70	-0,87	+0,49	57	62	+0,92	+0,38	16	6	280	55	110	35
13.	25/IV 1980 00 57	130	60	-1,00	-0,08	222	86	+0,87	-0,49	180	24	320	60	81	17
14.	1/VI 1980 22 46	351	84	-0,94	-0,34	259	70	+0,99	+0,11	214	9	97	69	307	19
		3	76	-0,18	-0,98	221	18	+0,59	+0,80	192	31	96	11	350	57
15.	30/X 1983 04 12	304	74	-0,99	+0,14	211	82	+0,96	+0,28	349	6	95	72	257	17
16.	30/X 1983 08 13	310	60	+0,62	-0,78	187	48	-0,73	-0,68	256	56	62	33	156	7
17.	30/X 1983 09 31	304	72	-0,29	+0,96	162	23	+0,59	+0,81	137	25	38	13	281	59
18.	30/X 1983 12 40	42	84	+1,00	-0,07	312	86	-0,99	-0,10	356	7	188	83	87	1

го напряжения—в меридиональном направлении под углом  $3^\circ$  к горизонту.

Примерно в 60 км северо-восточнее от землетрясений в районе Олту расположен очаг I Ардаханского землетрясения 9 января 1925 г., которое в эпицентральной зоне проявилось с силой 8 баллов. Согласно семибалльной изосейсте, построенной нами по макросейсмическим данным [2, 7, 8], азимут разрыва равен  $53^\circ$ .

Эпицентр II Ардаханского землетрясения 29 апреля 1976 г. с магнитудой  $M=5$  расположен в 20 км юго-восточнее эпицентра I Ардаханского землетрясения и приурочен к тому же линеamentу, что и землетрясение 29 марта 1961 г. в районе Мерденика. Азимут простирания линеамента в области II Ардаханского землетрясения составляет  $61^\circ$ . Механизм очага этого землетрясения нами исследован по знакам первых смещений в продольной волне на сейсмограммах 58 сейсмических станций. Разрыв в очаге имеет азимут простирания  $64^\circ$ . Падение плоскости разрыва крутое ( $e=76^\circ$ ) и направлено к юго-востоку. Ось сжатия ориентирована в меридиональном направлении, а оси растяжения и нулевых напряжений—в широтном направлении. Оси сжатия и растяжения близгоризонтальны: угол осей с горизонтальной плоскостью равен, соответственно,  $14$  и  $30^\circ$ . Промежуточная ось—близвертикальна. В очаге землетрясения произошел левосторонний сдвиг с некоторой долей взброса.

При Ардаханском II землетрясении за один месяц и 4,5 суток до основного толчка был отмечен форшок с магнитудой  $M=4\frac{3}{4}$ . Следует отметить, что ни одна из возможных плоскостей разрыва в очаге форшока, полученных по данным 40 сейсмических станций, не совпадает с направлением линеамента в этом районе. Следовательно, в данном случае также подтверждается наличие прогностического признака возникновения сильного землетрясения по механизму очага форшока, отмеченного нами при изучении механизма очагов землетрясений Эрзинджан-Бингёльского региона [6]. Следует отметить, что в очаге форшока имеет место поворот азимутов всех осей главных напряжений примерно на  $30^\circ$  относительно аналогичных осей в очаге основного толчка. При этом углы, составленные этими осями с горизонтальной плоскостью, для форшока и основного толчка остаются неизменными.

Нами исследованы также механизмы очагов трех афтершоков Ардаханского II землетрясения, которые получились подобными механизму очага основного толчка, а именно плоскость разрыва в очаге круто ( $e=70-80^\circ$ ) падает в направлении к юго-востоку и во всех трех случаях имеет азимут простирания  $68^\circ$ , оси сжатия ориентированы горизонтально в меридиональном направлении, а промежуточные оси близвертикальны, оси растяжения близгоризонтально—в широтном направлении. В очагах афтершоков, как и в очаге основного толчка, имел место левосторонний сдвиг с некоторой долей взброса.

Плоскости разрыва в очагах двух землетрясений в районе Сарыкамышы 22 марта 1972 г. (а также его афтершока) и в районе Хорасана 1 июня 1980 г. имеют широтное направление ( $A=81-95^\circ$ ) и крутое падение к северу. Оси сжатия и растяжения в очагах землетрясений ориентированы близгоризонтально в среднем между меридиональным и широтным направлением, а промежуточные оси—близвертикально в широтном направлении. В очагах этих землетрясений имел место сдвиг: в первом случае—правосторонний, во втором—левосторонний. Очаги этих землетрясений приурочены, по-видимому, к крупным разрывам в земной коре, не отраженным на карте линеamentов.

То же самое можно сказать и о землетрясении в районе Кагызмана, которое произошло 9 октября 1963 г. Оси главных напряжений в очаге этого землетрясения, как и в предыдущем случае, ориентированы в среднем между меридиональным и широтным направлением, но

ось сжатия близгоризонтальна, ось растяжения—близвертикальна, а промежуточная ось—горизонтальна. Азимут простираения плоскости разрыва в очаге равен  $34^\circ$ . В очаге имел место надвиг.

30 октября 1983 г. в 4 часа 12 мин. Гринвичского времени произошло разрушительное Эрзурум-Карское землетрясение с магнитудой порядка  $6\frac{3}{4}$ , определенной по поверхностной волне. Эпицентр землетрясения, установленный USGS по данным 406 сейсмических станций мира, расположен между городами Эрзурум и Карс и имеет координаты:  $40^\circ 20'$  северной широты и  $42^\circ 11'$  восточной долготы. Глубина залегания очага составляет 12 км. Согласно приведенным в USGS данным, при этом землетрясении по крайней мере 1342 человека убиты, многие ранены, причем из них 534 серьезно ранены, более чем 2500 человек остались без крова, 50 сел в провинциях Эрзурума и Карса были совершенно разрушены. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками. За 15 дней после основного толчка были отмечены 500 афтершоков различной силы.

Нами исследован механизм очага основного толчка и трех афтершоков.

Для построения нодальных плоскостей при Эрзурум-Карском землетрясении использованы знаки первых смещений в продольной волне по данным сейсмологических бюллетеней Обнинска и USGS, а также знаки первых смещений на сейсмограммах сейсмических станций Кавказа. Всего было использовано 215 знаков первых смещений, записанных на близких и удаленных сейсмостанциях мира. Полученные сведения о двух плоскостях разрывов и о главных напряжениях в очаге этого землетрясения даны в табл. 2. Согласно этим данным, простираение плоскости разрыва в очаге имеет азимут  $34^\circ$ . Плоскость разрыва круто падает к северо-западу под углом  $74^\circ$  к горизонту. Ось сжатия ориентирована в меридиональном направлении, а промежуточная ось и ось растяжения—в широтном направлении. При этом оси сжатия и растяжения близгоризонтальны, а промежуточная ось близвертикальна. В очаге землетрясения имел место левосторонний сдвиг с некоторой долей взброса.

Полученные нами данные хорошо согласуются с полевыми исследованиями в эпицентральной области землетрясения, результаты которых были доложены М. Сали Байрактутаном из Эрзурумского Университета на Генеральной ассамблее геологов в гор. Москве в августе 1984 г. По данным М. Сали Байрактутана, плоскость разрыва имеет азимут  $30-40^\circ$  и падает под углом  $60^\circ$  к северо-западу. По разрыву произошел подъем северо-западного крыла на 1 м и левый сдвиг на 0,8 м. Согласно полевым исследованиям, при землетрясении кроме главного разрыва имел место второй разрыв, примерно перпендикулярный к первому. При этом если по первому разрыву произошел левый взбросо-сдвиг, то по второму—правый сбросо-сдвиг. Оба разрыва прерывистые, длиной отдельных участков в 500—600 м. Общая длина первого, главного разрыва определена по афтершокам в 25 км.

Нами исследованы механизмы трех афтершоков, которые произошли через 4; 5,3 и 8,5 часов после основного толчка. При этом результаты определения механизма очага последнего афтершока с  $M=5\frac{1}{4}$ , координаты эпицентра которого совпадают с координатами эпицентра основного толчка, соответствуют полевым исследованиям второго разрыва. При исследовании механизма очага указанного афтершока нами использованы данные 85 сейсмических станций. Плоскость разрыва в очаге имеет азимут  $132^\circ$  и круто ( $e=84^\circ$ ) падает к северо-востоку. Ось сжатия и промежуточная ось ориентированы в меридиональном направлении, а ось растяжения—в широтном. Оси сжатия и растяжения горизонтальны, а промежуточная ось вертикальна. В очаге произошел правосторонний сдвиг с незначительной долей сброса.

Сопоставление полученных результатов по механизму очага разрушительного Эрзурум-Карсского землетрясения с линейaments показывает, что очаг этого землетрясения не приурочен ни к одному из линейментов, выявленных по космическим снимкам.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АИ Армянской ССР

Поступила 4. XII. 1986.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԱՐԴԱԽԱՆ—ԿԱՐՍ—ԽՈՐԱՍԱՆԻ ՇՐՋԱՆԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՕՋԱԿՆԵՐԻ ՄԵԿԱՆԻԶՄԸ  
Ա. մ. փ. փ. ու. մ.

Հոդվածում բերված են Արդախան-Կարս-խորասանի շրջանի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմի ուսումնասիրման արդյունքները:

Տվյալներ են ստացված օջախներում խզումների երկու հնարավոր հարթությունների կողմնորոշման, այդ հարթություններով շարժման ուղղության վերաբերյալ, ինչպես նաև շրջանի երկրաշարժերի օջախներում հիմնական լարվածությունների առանցքների ուղղության մասին:

Էրզրում—Կարսի կործանիչ երկրաշարժի օջախի մեխանիզմն ուսումնասիրելիս պարզված է, որ այն կապված չէ տիեզերանկարների միջոցով ի հայտ բերված լինեամենտների հետ:

N. K. KARAPETIAN

THE ARDAHAN-KARS-KHORASAN REGION SEISMIC FOCI MECHANISM

Abstract

The Ardahan-Kars-Khorasan region seismic foci mechanism investigation results are brought in this paper. There are determined the orientation of two possible rupture planes, the shove components along these planes and the general stresses axes directions in seismic foci of the region.

As a result of the Erzurum-Kars destructive earthquake focus mechanism investigation it is established the epicentre of this earthquake not to be connected with any of lineaments, which are revealed by space investigation methods.

Л И Т Е Р А Т У Ր Ա

1. Асланян А. Т., Дебидов А. С., Караханян А. С., Коровина Т. Л., Усиков Д. А. О возможности применения результатов дистанционного зондирования из космоса для интерпретации пространственного распределения сейсмичности (на примере Анатолийско-Армянно-Иранского региона).—Изв. АИ АрмССР, Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 6, с. 3—11.
2. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья. Тбилиси: Изд. АН ГССР, 1948, 304 с.
3. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969, 134 с.
1. Габриелян Л. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмостектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереван. ун-га, 1981, 283 с.
5. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АИ АрмССР, 1986, 228 с.
6. Карапетян Н. К. Механизм очагов землетрясений и напряженно-деформированное состояние трех регионов Армянского нагорья.—Изв. АИ АрмССР, Науки о Земле, 1985, т. XXXVIII, № 2, с. 47—55.
7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977, 536 с.
8. Шакал А. Д. Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья и прилегающих районов.—Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1957, т. XVI, с. 177—219.

В. В. НАГАПЕГЯН

## ОБРАЗОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ В ОБРАЗЦАХ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР

Проведенные экспериментальные исследования показали, что испытанные нами горные породы, вне зависимости от степени магнитности, предварительно приведенные в нулевое магнитное состояние, имеют способность приобретать динамическую намагниченность ударами в присутствии земного поля.

Как было ранее показано, динамическая намагниченность возникает в ферромагнетике при воздействии на него переменных механических нагрузок в присутствии магнитного поля [2, 3, 4].

Наиболее полное изучение динамической остаточной намагниченности на естественных образцах руд и горных пород, отобранных на контактово-метасоматических месторождениях магнетита Северного и Среднего Урала и Казахстана, приведено в работах [3, 4]. Авторами  $I_{rd}$  создавалось в лабораторных условиях в образцах кубической формы объемом  $27 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$  тарированными ударами в земном магнитном поле и в полях  $0—1200 \text{ А/м}$ . Эксперименты показали, что в земном поле 50 ударов груза весом  $0,68 \text{ кг}$ , свободно падающего на образец с высоты  $0,07 \text{ м}$ , создают в образце магнетита или титаномагнетита  $I_{rd}$  величиной до  $(3—4) \cdot 10^5 \text{ СИ на м}^3$ . Направление  $I_{rd}$  в изотропном образце изометричной формы зависит только от направления действующего поля:  $I_{rd}$  всегда параллельна полю. Установлено также, что величина динамической намагниченности, созданной в ферромагнетике ударами, зависит от магнитных свойств ферромагнетика, энергии воздействия, объема образца, величины и направления действующего поля.

Авторами изучены параметры стабильности динамической намагниченности в сравнении с другими видами остаточной намагниченности. Динамическая намагниченность  $I_{rd}$  существенно стабильнее  $I_{rn}$ . сравнима по стабильности с  $I_{rv}$  и менее стабильна, чем  $I_{rt}$  и  $I_{ri}$ .

Динамическая намагниченность, как и вязкая, имеет практически универсальный характер. Как было нами указано [1], после воздействия циклической статической нагрузки на магнитные параметры базальтов из района Гарнийской геофизической обсерватории наблюдалось изменение естественной остаточной намагниченности, при этом высказывалось мнение о возникновении динамической остаточной намагниченности. Для проверки этого предположения, а также для исследования условий образования динамической намагниченности, впервые в образцах горных пород Армянской ССР изучено возникновение и разрушение динамической намагниченности.

Магнитные параметры изученных образцов (базальтов и андезитов-базальтов четвертичного возраста) меняются в пределах: магнитная восприимчивость  $\chi_0 = \text{от } 920 \times 10^{-5} \text{ СИ до } 5000 \times 10^{-5} \text{ СИ}$ , остаточная намагниченность  $I_r = \text{от } 600 \times 10^{-5} \text{ СИ до } 5800 \times 10^{-5} \text{ СИ}$ . Для габбро  $\chi_0 = \text{от } 60/10^{-5} \text{ СИ до } 230/10^{-5} \text{ СИ}$ , остаточная намагниченность от  $10 \cdot 10^{-5} \text{ СИ до } 60 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$ , а для порфиритов, кварцевых диоритов и гранодiorитов от  $30 \cdot 10^{-5} \text{ СИ до } 380 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$ , остаточная намагниченность от  $60 \cdot 10^{-5} \text{ СИ до } 140 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$ .

В лаборатории  $I_{rd}$  создавалась в образцах кубической формы объемом  $13,8 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$  тарированными ударами в земном магнитном поле с помощью установки, представляющей собой систему колец Гельмогольца, и устройства, позволяющего ронять с высоты  $0,05—1,20 \text{ м}$  бронзовые грузы на закрепленный в центре колец Гельмогольца образец.

Напряжение, возникшее при ударе, можно вычислить следующим образом. Импульс удара вычисляется по формуле:

$$F \cdot t = \frac{m_1}{g} \sqrt{2gh},$$

где  $F$ —действующая сила на образец;  $t$ —время удара = 0,0005 сек;  $m_1$ —масса падающего груза = 0,9 кг;  $h$ —высота падения груза = 0,2 м;  $g$ —ускорение свободного падения = 9,8 м/сек<sup>2</sup>.

Нормальное напряжение на образец при действии силы  $F$  на верхнюю грань с площадью  $S$  вычисляется по формуле:

$$\sigma = \frac{F}{S},$$

где  $S$ —площадь образца.

Подставляя значение, получим  $\sigma = 6$  МПа. Предполагается, что происходит абсолютно неупругий удар, т. е. кинетическая энергия падающего груза полностью переходит в потенциальную энергию деформации образца. Эта энергия вычисляется по формуле:

$$A_{\text{диф}} = \frac{m_1}{m_1 + m_2} T_0,$$

где  $T_0 = \frac{m_1 v_1^2}{2}$  — кинетическая энергия падающего груза;

$m_1$  и  $m_2$ —соответственно массы падающего груза и образца;

$v = \sqrt{2gh}$ —скорость свободного падения груза.

В нашем случае падение груза массой  $m_1 = 0,9$  кг с высоты  $h = 0,2$  м;  $A_{\text{диф}} = 9,5$  Дж. Характер возникновения  $I_{\text{гд}}$  в образце базальта (после размагничивания переменным полем) в зависимости от количества ударов (энергии), сообщенных образцу, иллюстрирует рис. 1. Величина динамической намагниченности измерялась после ударов на астатическом магнитометре системы С. М. Долгинова с  $\epsilon = 7 \cdot 10^{-5}$  СИ и ИОН-1 с диапазоном измерений от  $2 \cdot 10^{-2}$  СИ до  $5 - 8 \cdot 10^{-7}$  СИ. Среднее квадратическое отклонение измерения динамической остаточной намагниченности образцов составляет  $\pm (2-5) \cdot 10^{-4}$  СИ. Эксперимент показал, что в земном поле 16 ударов груза весом 0,9 кг, свободно падающего на образец с высоты 0,2 м, создают в образце  $I_{\text{гд}}$  величиной до  $20 \cdot 10^{-3}$  СИ. Большая

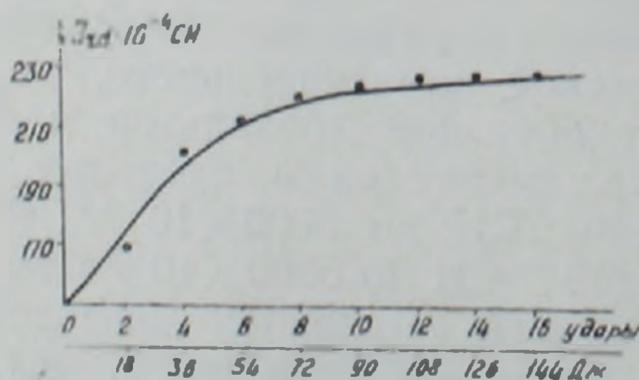


Рис. 1. Характер возникновения  $I_{\text{гд}}$  в образце базальта (после размагничивания переменным полем) в зависимости от количества ударов (энергии), сообщенных образцу.

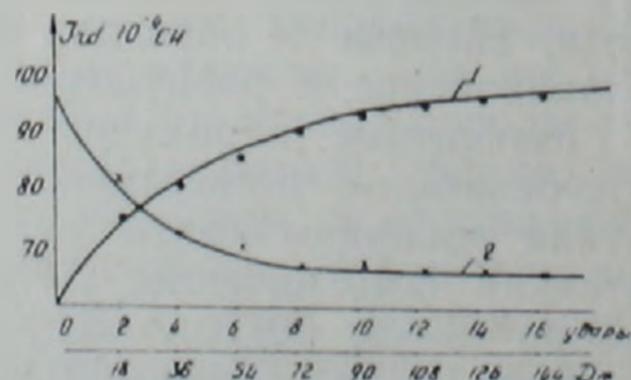


Рис. 2. Характер возникновения  $I_{\text{гд}}$  в образце порфирита (после размагничивания переменным полем) в зависимости от количества ударов (энергии), сообщенных образцу (кривая 1). Разрушение  $I_{\text{гд}}$  в нулевом поле в зависимости от количества ударов (энергии), сообщенных образцу (кривая 2).

часть этой намагниченности появляется после 8—10 ударов. Можно предположить, что динамическая нагрузка в образце образует остаточные деформации, т. е. происходят структурные изменения, что и приводит к перестройке доменной структуры ферромагнетика. После снятия нагрузки у ферромагнетиков в присутствии магнитного поля появляются необратимые изменения доменной структуры образца, т. е. в магнетите возникает остаточная намагниченность.

На рис. 2 представлен график возникновения  $I_{rd}$  в менее магнитном (по сравнению с базальтом) образце порфирита в зависимости от количества ударов (энергии), сообщенных образцу (кривая 1). На кривой 2 показано размагничивание  $I_{rd}$  в нулевом поле ударами той же энергии и в том же количестве, которые использованы для ее создания. Из графика видно, что после цикла размагничивающих  $I_{rd}$  ударов остается примерно 10—30% динамической намагниченности по отношению к первоначальной величине.

Проведенные экспериментальные исследования показали, что испытанные нами горные породы, вне зависимости от степени магнитности, предварительно приведенные в нулевое магнитное состояние, имеют способность приобретать динамическую намагниченность ударами в присутствии земного поля. Таким образом, подтверждается положение [3, 4], заключающееся в том, что динамическая намагниченность, присущая всем горным породам, имеет универсальный характер.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии  
АН Армянской ССР

Поступила 8. IV. 1985.

Վ. Վ. ՆԱՀԱՊԵՏՅԱՆ

ԳԻՆԱՄԻԿ ԵՎ ԳԵՍԻՍԱՅՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ  
ԲՆԱՏԱՐԱԾՔԻ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Էառարված փորձարարական հետազոտությունները ցույց են տվել, որ փորձարկված ապարները՝ անկախ նրանց մագնիսացվածությունից, որոնք նախապես բերված են եղել զրոյական մագնիսական վիճակի, ընդունակ են ձեռք բերելու դինամիկ մագնիսականություն՝ հարվածների ազդեցության տակ երկրի մագնիսական դաշտի սլայմաններում:

V. V. NAHAPETIAN

GENERATION OF DYNAMICAL MAGNETIZATION IN THE ROCK  
SAMPLES OF THE ARMENIAN SSR

A b s t r a c t

The experimental investigations have shown, that rocks, without dependence on the degree of their magnetization, which have been preliminarily brought to the zero magnetic condition, are able to acquire the dynamical magnetization by blows in conditions of the Earth magnetic field.

1. Авчян Г. М., Нагапетян В. В. Влияние циклической нагрузки и длительного воздействия давления на магнитные параметры базальтов Гарнийского геодинамического полигона АрмССР.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 1.
2. Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М: Изд. АН СССР, 1961.
3. Шапиро В. А., Иванов Н. А. Параметры стабильности динамической намагниченности в сравнении с другими видами остаточной намагниченности.—Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1966.
4. Шапиро В. А. Динамическая остаточная намагниченность и сейсмомагнитный эффект остаточной намагниченности. Автореф. канд. дисс., М.: 1966.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 2. 60—66, 1987

УДК: 550.348.436 (479, 25)

Т. О. БАБАЯН, Г. П. СИМОНЯН

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАНГЕЗУРА

Рассматриваются тектонические критерии сейсмичности Зангезура. Выделяется наиболее сейсмоактивный в Зангезурском блок-антиклинорном поднятии Северо-Зангезурский блок, к которому приурочены все крупные подузлы (Гярдский, Насервазский, Толорский, Татевский) и очаги сильных землетрясений Зангезурской области. Сделана попытка в первом приближении выявить связь между проявлением землетрясений и характером движений наиболее активных сейсмогенных структур.

Зангезурская область расположена в юго-восточной части территории Армянской ССР и является одним из сложных и интересных регионов в отношении как геолого-тектонического строения и истории развития, так и сейсмичности.

Изучением ее в разное время занимались Г. П. Горшков [8, 9], С. С. Мкртчян [12], К. Н. Паффенгольц [15], А. Т. Асланян [2], А. А. Габриелян и др. [5, 6, 7], П. Г. Алоян [1] и др.

Несмотря на различие мнений исследователей о строении Зангезурской области, в одном они едины—все они делят Зангезур на две крупные структуры, представленные Кафанским и Зангезурским (охватывающим Зангезурский, Мегринский, Пирамзасарский и Баргушатский хребты) блок-антиклинориями. Эти структуры являются юго-восточной частью двух геотектонических зон—Сомхето-Кафанской и Армянской, сочлененных Анкаван-Зангезурским разломом глубокого заложения и резко отличающихся друг от друга геологическим строением, магматизмом, историей развития металлогении, новейшими движениями и проявлением сейсмичности [1, 2, 7, 12].

Различия в геотектоническом развитии отмеченных зон намечаются с верхнего палеозоя. П. Г. Алоян [1] тектоническое развитие этих двух структур сравнивает с игрой блоков разных знаков, когда поднятие одного сопровождалось опусканием другого. На границе же их образовалась зона интенсивного дробления, смятия, гидротермального изменения, названная А. А. Габриеляном «шовной зоной» [7].

Необходимо отметить также различие в интенсивности новейших дифференцированных тектонических движений, амплитуда которых в зоне Зангезурского блок-антиклинория между Дебаклинским и Орду-бадским разломами достигает 3500 м и более (первая степень), а между Дебаклинским и Хуступ-Гиратахским разломами—до 3000 м (вторая степень). В западной части Кафанского антиклинория, приуроченной к Хуступ-Гиратахскому разлому, амплитуда новейших движений доходит до 2500 м, в его восточной части—до 800—1000 м (третья степень), в Горисском грабен-синклинории—до 2750 м, в Во-

1. Авчян Г. М., Нагапетян В. В. Влияние циклической нагрузки и длительного воздействия давления на магнитные параметры базальтов Гарнийского геодинамического полигона АрмССР.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 1.
2. Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М: Изд. АН СССР, 1961.
3. Шапиро В. А., Иванов Н. А. Параметры стабильности динамической намагниченности в сравнении с другими видами остаточной намагниченности.—Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1966.
4. Шапиро В. А. Динамическая остаточная намагниченность и сейсмомагнитный эффект остаточной намагниченности. Автореф. канд. дисс., М.: 1966.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 2. 60—66, 1987

УДК: 550.348.436 (479, 25)

Т. О. БАБАЯН, Г. П. СИМОНЯН

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАНГЕЗУРА

Рассматриваются тектонические критерии сейсмичности Зангезура. Выделяется наиболее сейсмоактивный в Зангезурском блок-антиклинорном поднятии Северо-Зангезурский блок, к которому приурочены все крупные подузлы (Гярдский, Насервазский, Толорский, Татевский) и очаги сильных землетрясений Зангезурской области. Сделана попытка в первом приближении выявить связь между проявлением землетрясений и характером движений наиболее активных сейсмогенных структур.

Зангезурская область расположена в юго-восточной части территории Армянской ССР и является одним из сложных и интересных регионов в отношении как геолого-тектонического строения и истории развития, так и сейсмичности.

Изучением ее в разное время занимались Г. П. Горшков [8, 9], С. С. Мкртчян [12], К. Н. Паффенгольц [15], А. Т. Асланян [2], А. А. Габриелян и др. [5, 6, 7], П. Г. Алоян [1] и др.

Несмотря на различие мнений исследователей о строении Зангезурской области, в одном они едины—все они делят Зангезур на две крупные структуры, представленные Кафанским и Зангезурским (охватывающим Зангезурский, Мегринский, Пирамзасарский и Баргушатский хребты) блок-антиклинориями. Эти структуры являются юго-восточной частью двух геотектонических зон—Сомхето-Кафанской и Армянской, сочлененных Анкаван-Зангезурским разломом глубокого заложения и резко отличающихся друг от друга геологическим строением, магматизмом, историей развития металлогении, новейшими движениями и проявлением сейсмичности [1, 2, 7, 12].

Различия в геотектоническом развитии отмеченных зон намечаются с верхнего палеозоя. П. Г. Алоян [1] тектоническое развитие этих двух структур сравнивает с игрой блоков разных знаков, когда поднятие одного сопровождалось опусканием другого. На границе же их образовалась зона интенсивного дробления, смятия, гидротермального изменения, названная А. А. Габриеляном «шовной зоной» [7].

Необходимо отметить также различие в интенсивности новейших дифференцированных тектонических движений, амплитуда которых в зоне Зангезурского блок-антиклинория между Дебаклинским и Ордубадским разломами достигает 3500 м и более (первая степень), а между Дебаклинским и Хуступ-Гиратахским разломами—до 3000 м (вторая степень). В западной части Кафанского антиклинория, приуроченной к Хуступ-Гиратахскому разлому, амплитуда новейших движений доходит до 2500 м, в его восточной части—до 800—1000 м (третья степень), в Горисском грабен-синклинории—до 2750 м, в Во-

ротанском грабен-прогибе, уменьшаясь до 1800—1500 м и, наконец, в Ордубадском синклинии—600—800 м [7, 18]. Приведенные данные указывают на более интенсивные движения Зангезурского блок-антиклинория по сравнению с граничащими с ним территориями. Отметим, что эпицентры Зангезурских землетрясений 1931 и 1968 гг. расположены именно в зоне указанного интенсивного поднятия и приурочены к его восточной и западной границам (рис. 1).

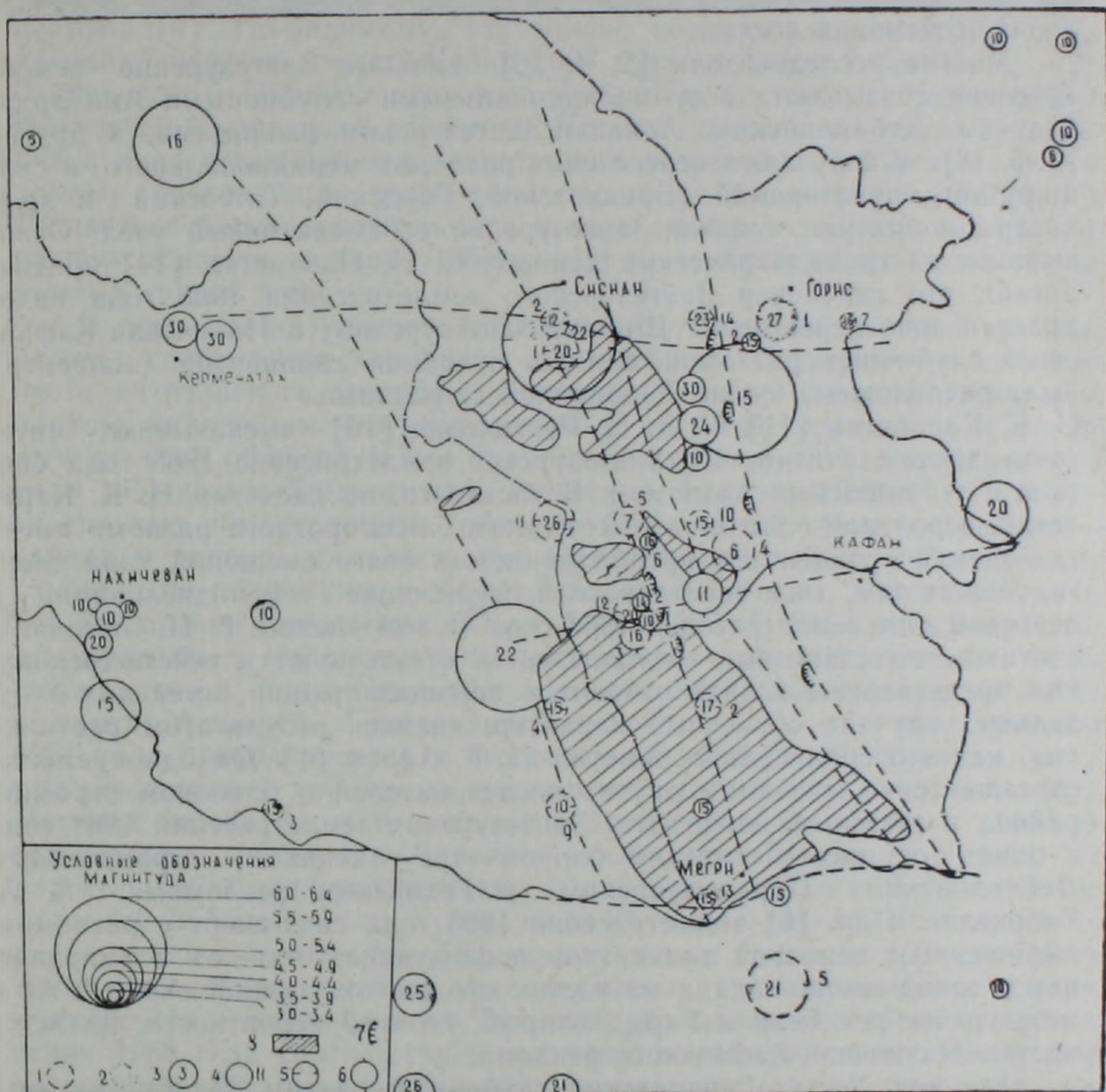


Рис. 1. Эпицентры значительных землетрясений и схема тектонических нарушений Зангезура и прилежащих территорий (по данным А. А. Габриеляна, С. С. Мкртчяна, А. Т. Аслаяна и авторов статьи): 1—афтершоки, 2—форшоки, 3—глубина очага в км, 4—последовательность повторного толчка, 5—толчки землетрясения 1931 года, 6—толчки землетрясения 1968 года, 7—физико-геологические процессы, 8—гранитоидный массив.

Интересно также отметить, что в отличие от Кафанской зоны наблюдались интенсивные вариации современных вертикальных движений (1969—1971 гг.) и непривливых вариаций силы тяжести (за 1970—1978 гг.) в зоне сочленения (наблюдения велись по профилю Кафан-Каджаран) [15].

Зангезурский антиклинорий отличается от Кафанского также более широким распространением оползней, обвалов, уступов, отрывов и т. д., в образовании которых часто немалую роль играют вертикальные движения земной коры. Они могут быть сейсмогравитационными, располагаясь вдоль сейсмогенных разломов, в данном случае, например, вдоль Дебаклинского и Шишкерт-Гиратахского разломов [7].

Отмеченные выше геолого-геофизические различия сказываются в проявлении сейсмичности в этих зонах. Зона Зангезурского анти-

клинория характеризуется наличием эпицентров разрушительных 8 и 8—9-балльных землетрясений с максимальной магнитудой  $M=6.3$ , а в Кафанском антиклинории интенсивность единственного сильного землетрясения не превышала 7 баллов ( $M=5$ ) (рис. 1). Приведенные данные позволили Т. О. Бабаян еще при выполнении работ по сейсмическому микрорайонированию бассейна р. Вохчи в 1971 г. зону Зангезурского антиклинория отнести к восьмибалльной сейсмоопасности, а территорию, входящую в зону Кафанского антиклинория,—семибалльной сейсмоопасности.

Многие исследователи [2, 4, 16] сильные Зангезурские землетрясения связывают с субмеридиональными глубинными Ани-Орду-бадским, Дебаклинским, Анкаван-Зангезурским разломами, а другие [1, 5, 18]—с подузлами пересечения разломов меридионального и субширотного простираний (Бриакотский, Гярдский, Татевский и др.), которые образуют единый Зангезурский сейсмоактивный узел. Основываясь на гравиметрических данных, С. Н. Назаретян [14] предполагает, что гипоцентр Зангезурского землетрясения 1968 года находился в зоне пересечения Ширако-Зангезурского и Нахичеван-Кафанского глубинных разломов и лишь проекция гипоцентра (эпицентр) была расположена в зоне Дебаклинского разлома.

Н. К. Карапетян [11] и Д. Н. Рустанович [16] высказывают иную точку зрения, считая, что Зангезурское землетрясение 1968 года связано с субширотным разломом. В частности, по расчетам Н. К. Карапетян, вероятная плоскость отмеченного близширотного разлома имеет юго-западное падение с преобладанием в очаге смещений типа сдвига. Между тем, все исследователи, изучающие сейсмодислокации в очаговой зоне землетрясения 1968 года (в том числе и Г. П. Симонян), считают, что сдвиговые трещины здесь отсутствуют и сейсмодислокации представлены в виде открытых зияющих трещин, имеющих в отдельных случаях сбросовой характер, являясь результатом растяжения, как это справедливо отметил П. Г. Алоян [1]. Он одновременно соглашается с мнениями других исследователей о блоковом строении района и связывает эпицентры Зангезурских землетрясений 1968 года с одним из них—Гехинским блоком—треугольником, ограниченным Дебаклинским, Пирамзасарским и Гехинским разломами. А. А. Габриелян и др. [6] землетрясения 1968 года связывают с разломом, выраженным цепочкой эпицентров последующих толчков в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток, длиной около 9 км в междуречье рек Гехи и Гярд, который, по всей вероятности, является частью Нахичеван-Кафанского разлома.

Так как Хуступ-Гиратахский глубинный разлом падает на юго-запад под углом  $70-80^\circ$ , глубина очага землетрясения равна 15 км, расстояние между эпицентрами и Хуступ-Гиратахским разломом такое

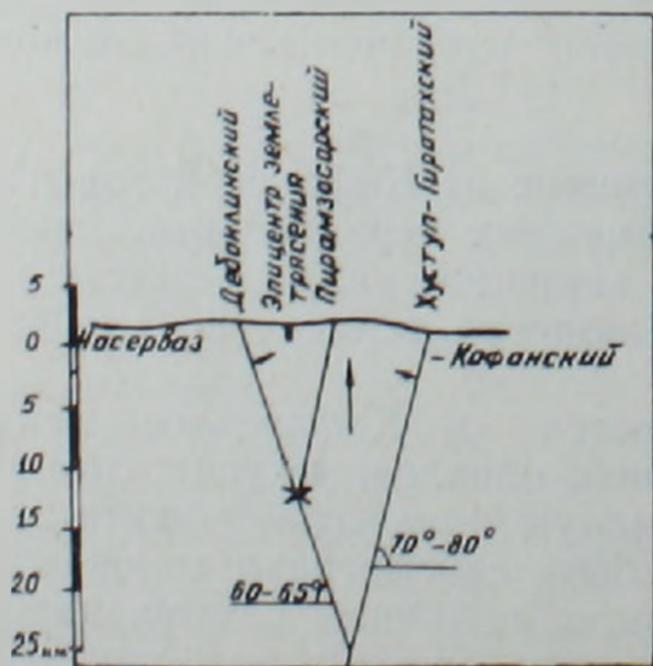


Рис. 2. Схема расположения тектонических нарушений в плейстоценовой зоне Зангезурского землетрясения 1968 года (в разрезе).

же (рис. 2), и преобладающее большинство афтершоков приурочено к этой зоне (рис. 1), следовательно, эпицентр Зангезурского землетрясения 1968 года находился в зоне пересечения Нахичеван-Кафанского, Дебаклинского и Пирамзасарского разломов.

Кроме того, нам представляется, что из очаговой зоны тектоническое напряжение в виде цепной реакции разряжается в наиболее слабых частях нарушений данной системы. Это явление Л. А. Вardanянц образно назвал общим сотрясением или «сейсмическим концертом» [4]. По-видимому, так можно объяснить проявление последующих толчков землетрясения 1968 года в зонах пересечения Дебаклинского, Пирамзасарского, Хуступ-Гиратахского, Гехинского и Нахичеван-Кафанского разломов. Причем проявление сейсмодислокаций в виде открытых зияющих трещин может быть объяснено, по-видимому, восходящим движением масс, их воздыманием (например, Гехинского блока—треугольника в виде активного клина) при двустороннем давлении между Дебаклинским и Хуступ-Гиратахским разломами (рис. 2 и 3).

В зоне Зангезурского антиклинория выделяются два крупных блока, север-северо-западный из которых (север-северо-западная часть интрузивного массива), названный нами Северо-Зангезурским блоком, является менее монолитным и наиболее мобильным и активным во всей области. К его границам приурочены все крупные подузлы (Гярдский, Брнакотский, Татевский, Насервазский и др.) и очаги сильных землетрясений области. Отмеченный блок ограничен с запада и востока соответственно Ордубадским и Хуступ-Гиратахским глубинными разломами, с севера Брнакот-Шногским, а с юга—Нахичеван-Кафанским разломами. Южно-Зангезурский же блок сравнительно однороден и монолитен в геолого-тектоническом отношении и менее сейсмоактивен. Если эпицентры землетрясений 1968 года связываются с южной границей Северо-Зангезурского блока, то землетрясение 1931 года приурочивается к его северной и западной границам, которые совпадают с границами жесткого гранитоидного массива и окружающих их интенсивно дислоцированных разновозрастных вулканогенно-осадочных пород. В пользу последнего говорит тот факт, что полосы наибольших разрушений (от с. Брнакот до с. Ахлатян в Сисианском районе и от с. Хурст до с. Урумыс в НахАССР) совпадают с отмеченным контактом [8], между этими полосами расположено много населенных пунктов, не отмеченных в числе наиболее пострадавших. Не случайно также, что шестибалльная изосейста землетрясения 1968 года соответствует контурам семибалльной изосейсты землетрясения 1931 года, и оба они согласуются с отмеченным выше контактом (рис. 3) [8, 13].

На большом расстоянии от очаговых зон в восточной части Брнакот-Шногского разлома (Татевский подузел и восточнее) наблюдалось сильное завышение сейсмического эффекта в 1931 и 1968 гг. Здесь же произошли сильные повторные толчки (форшоки и афтершоки) землетрясения 1931 года и, хотя территория эта находится в северной части менее активного Кафанского антиклинория, все же, на наш взгляд, она потенциально очень сейсмоопасна. Возможно, очаги указанной территории приурочены к единой сейсмогенной зоне, в которой расположены также Шуши-Степанакертские очаги. К такому суждению нас привели данные о землетрясении 1308 года в Карабахе, в результате которого разрушился Татевский монастырь. Максимальный разрушительный эффект отмечен на расстоянии около 60 км (землетрясение известно как Карабахское), тогда как в самом Карабахе разрушения не отмечены. Здесь либо произошло усиление сейсмического эффекта вследствие резонанса (жесткое сооружение на жестком основании при небольшом эпицентральной расстоянии), либо, что более вероятно, это были отдельные одновременные или близкие по времени сильные толчки в разных частях единой сейсмогенной зоны, как это имело место в 1931 г.

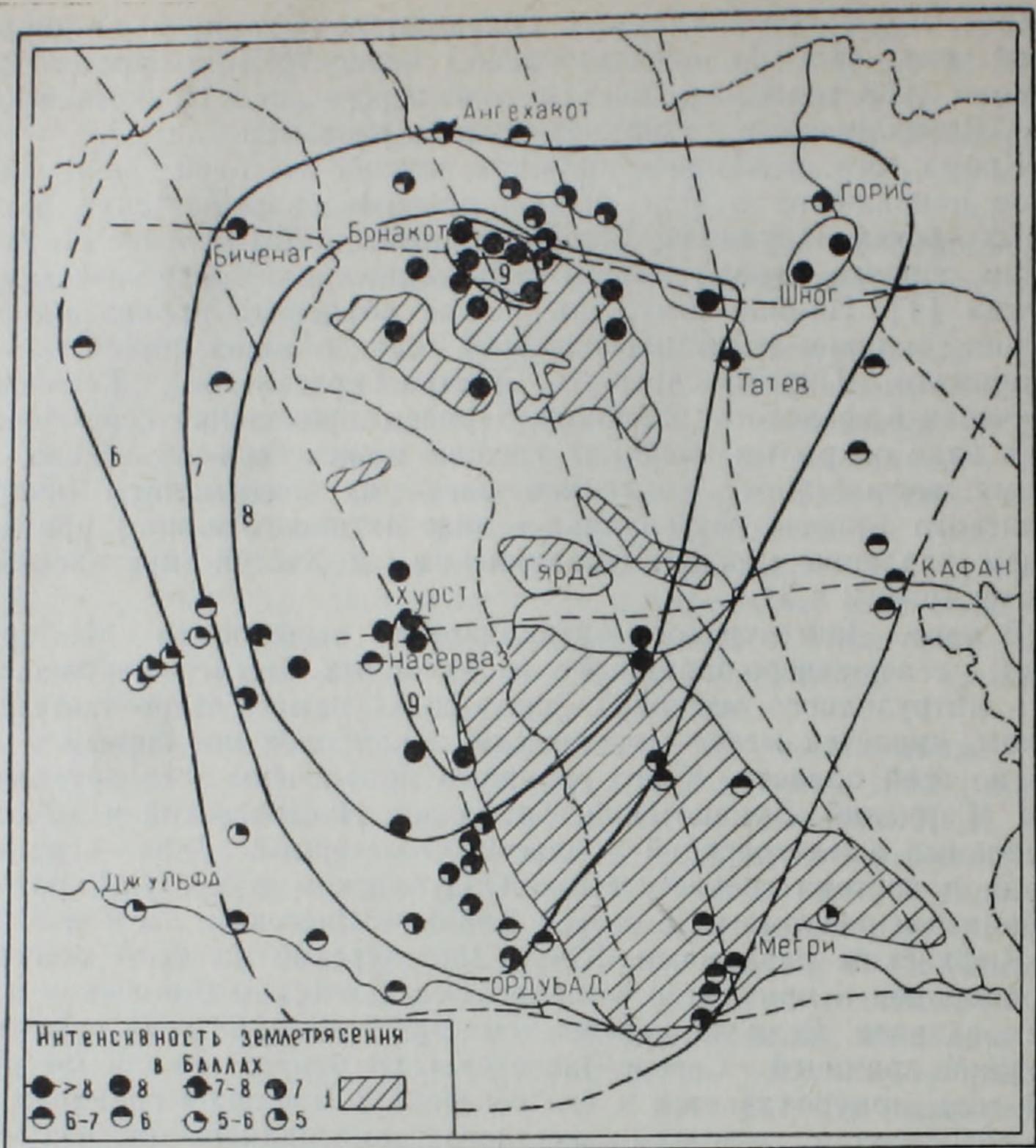


Рис. 3. Карта изосейст плейстосейстовой области Зангезурского землетрясения 1931 года (составлена по данным Г. П. Горшкова, И. В. Ижевского, Г. М. Ломидзе и по материалам повторного макросейсмического обследования Т. О. Бабаян). 1—гранитоидный массив.

Итак, отмеченные выше данные показывают, что в 1931 г. в движение был вовлечен весь Северо-Зангезурский блок, который увлек за собой все структуры, связанные с ним, т. е. примыкающие к отмеченному блоку части Брнакот-Шногского, Ордубадского, Дебаклинского и Нахичеван-Кафанского разломов. Не исключена вероятность того, что землетрясение 1931 года произошло вследствие неравномерной скорости поднятия отдельных частей гранитоидного массива (Северо-Зангезурского блока) на фоне общего сводового поднятия в целом. В данном случае, по-видимому, правильнее выделить не узко протяженную сейсмогенную зону, а сейсмоактивный крупный блок, раздробленный на более мелкие блоки, как, например, Гехинский.

Изучение зон повышенных (максимальных) значений анизотропии скоростей позволило Егоркиной Г. В. и др. считать, что для Кавказа достаточно отчетливо проявляется связь очагов сильных землетрясений с контактами неразломного характера, разделяющими блоки литосферы с различными плотностными и скоростными параметрами [10], что подтверждается и нашими данными.

Определенный интерес представляет миграция ощутимых ( $M \geq 3$ ) повторных толчков землетрясений 1931 и 1968 гг. [3] (рис. 1). Афтершоки землетрясения 1968 года глубиной очагов от 6 до 16 км локализованы в междуречье рек Гехи и Гярд и в районе с. Дастакерт (в зоне Дебаклинского разлома), где Г. П. Горшков отмечает сейсмо-

дислокацию—древний провал, образовавшийся в результате сильного землетрясения (9—10 баллов?), происходившего в доисторическое время [9]. Между тем форшоки и первые два афтершока землетрясения 1931 года расположены в основном вдоль Брناкот-Шногского разлома с глубинами очагов— $h=12$ ; 20; 23 и 27 км, а остальные афтершоки последовательно произошли юго-западнее Зангезурского блок-антиклинория: в Ордубаде и Урумысе с  $h=5$  км, и южнее пос. Мегри с  $h=21$  км, затем снова в районе сс. Шног, Караундж с  $h=16$  км, южнее с. Урумыс с  $h=10$  км три афтершока в районе рек Гехи и Гярд с  $h=10$ ; 20 и 26 км и, наконец, последний афтершок снова в зоне Брнакот-Шногского разлома, восточнее с. Шног с  $h=23$  км [3]. Итак, сильные повторные толчки произошли в отмеченной выше потенциально весьма сейсмоопасной зоне Татевского подузла, с. Шног и восточнее. Очевидно, что возникновение множества сильных афтершоков в течение 1931—32 гг. в различных частях Зангезурского узла было обусловлено системой взаимосвязанных разломов различного характера и активизация одной части этой системы привела в активное состояние другие ее части.

Ереванский государственный университет,  
Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 15. X. 1985.

Թ. Հ. ԲԱԲԱՅԱՆ, Գ. Պ. ՍԻՄՈՆՅԱՆ

ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՈՒԺԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԶՈՆԱՆԵՐԻ  
ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՅՈՒՐԱՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ  
Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերված են Զանգեզուրի բնատարածքում երկրաշարժերի արտահայտման սեյսմատեկտոնական շափանիչները: Զանգեզուրի բլոկ-անտիկլինորիումի սահմաններում առանձնացվում է սեյսմիկ տեսակետից առավել ակտիվ Հյուսիս-զանգեզուրյան բեկորը, որին հարում են Զանգեզուրի մարզի բոլոր ուժեղ երկրաշարժերի ենթահանգույցները (Գյարզի, Նասերվազի, Թոլորսի, Տաթևի) և օջախները: Երկրաբանա-երկրաշարժաբանական նյութերի վերլուծությունը ցույց է տվել, որ 1981 թ. երկրաշարժի և հետագա ցնցումների ընթացքում տեղի է ունեցել ընդհանուր ցնցում, այսինքն տեկտոնական տեղաշարժերը տեղի են ունեցել մի քանի երկրաշարժածին կառույցներում միաժամանակ: Փորձ է արվում բացահայտելու երկրաշարժերի և առավել ակտիվ երկրաշարժածին կառույցների շարժումների միջև եղած կապը:

T. H. BABAYAN, G. P. SIMONIAN

TECTONIC PECULARITIES OF THE ZANGUEZOOK STRONG  
EARTHQUAKES ZONES FORMATION

A b s t r a c t

The tectonic criteria of the Zanguezoor seismicity are considered in this paper. In the limits of the Zanguezoor block-anticlinorium the most seismoactive Northern-Zanguezoor block is distinguished which all large subknots (Guiard, Naservaz, Tolors, Tatev ones) and strong earthquakes foci are connected with. An attempt is made as a first approximation to reveal the connection between earthquakes and the character of movements of the most active seismogenous structures.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алоян П. Г. Геотектонические условия возникновения и проявления Зангезурских землетрясений 1968 года.—В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с. 7—21.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
3. Бабаян Т. О., Шебалин Н. В. и др. Сейсмологические данные по регионам Кавказа.—В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 69—171.
4. Варданянц Л. А. Сейсмоструктура Кавказа.—Тр. СИ АН СССР, 1935, № 64, 87 с.
5. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмоструктурная схема Армении и сопредельных частей Антикавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, т. XXV, № 4, с. 24—34.
6. Габриелян А. А., Леонов Н. Н., Пирузян С. А., Рустанович Д. Н. Сейсмогенные структуры Юго-Восточной Армении и деформации почвы при Зангезурском землетрясении в 1968 г.—Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации (материалы совещания). М.: Изд. Наука, 1973, с. 34—38.
7. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 270 с.
8. Горшков Г. П. Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г.—Тр. сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 31, с. 31—38.
9. Горшков Г. П., Рустанович Д. Н., Милай Г. А. Сейсмологические условия возникновения Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г.—Физика Земли, 1973, № 6, с. 77—81.
10. Егоркина Г. В., Краснопевцова Г. В., Щукин Ю. К. Геофизическая характеристика очаговых зон.—В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 206—224.
11. Карапетян Н. К. Напряженное состояние в очагах землетрясений 1968 года и механизм их возникновения.— В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с. 135—153.
12. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 260 с.
13. Назаров А. Г., Шахсуварян Л. В., Пирузян С. А., Закарян В. А. Макросейсмическое обследование Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г.—В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с. 22—54.
14. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 237 с.
15. Оганесян А. О. Особенности изучения непривливых вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинамическом полигоне.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, т. XXXIII, № 6, с. 69—76.
16. Паффенгольц К. Н. Сейсмоструктура Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1947. 111 с.
17. Рустанович Д. Н. Инструментальное исследование эпицентральной зоны Зангезурского землетрясения 1968 года.—В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с. 84—113.
18. Симонян Г. П. Сейсмогенные зоны Юго-Восточной Армении.—В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 41—48.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XL, № 2, 66—69, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 553.24.06 (479.25)

М. А. КУКУЛЯН

### ОБ ОБНАРУЖЕНИИ ДЮФРЕНУАЗИТА И ТВИННИТА В РУДАХ МАРДЖАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В процессе детального изучения минерального состава сульфосолевого парагенезиса в рудах Марджанского месторождения [2] нами были установлены дюфренуазит и твиннит—редкие мышьяковые сульфосоли свинца, ранее не описанные в рудах месторождений Армянской ССР.

Для определения химического состава описываемых минералов использовался двухканальный рентгеноспектральный микроанализатор ЛХА—5, фирмы Jeol. Расчет химического состава дюфренуазита и твиннита проводился по известному методу введения поправок [1].

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алоян П. Г. Геотектонические условия возникновения и проявления Зангезурских землетрясений 1968 года.—В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с. 7—21.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
3. Бабаян Т. О., Шебалин Н. В. и др. Сейсмологические данные по регионам Кавказа.—В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 69—171.
4. Варданянц Л. А. Сейсмоструктура Кавказа.—Тр. СИ АН СССР, 1935, № 64, 87 с.
5. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмоструктурная схема Армении и сопредельных частей Антикавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, т. XXV, № 4, с. 24—34.
6. Габриелян А. А., Леонов Н. Н., Пирузян С. А., Рустанович Д. Н. Сейсмогенные структуры Юго-Восточной Армении и деформации почвы при Зангезурском землетрясении в 1968 г.—Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации (материалы совещания). М.: Изд. Наука, 1973, с. 34—38.
7. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 270 с.
8. Горшков Г. П. Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г.—Тр. сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 31, с. 31—38.
9. Горшков Г. П., Рустанович Д. Н., Милай Г. А. Сейсмологические условия возникновения Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г.—Физика Земли, 1973, № 6, с. 77—81.
10. Егоркина Г. В., Краснопевцова Г. В., Щукин Ю. К. Геофизическая характеристика очаговых зон.—В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 206—224.
11. Карапетян Н. К. Напряженное состояние в очагах землетрясений 1968 года и механизм их возникновения.—В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с. 135—153.
12. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 260 с.
13. Назаров А. Г., Шахсуварян Л. В., Пирузян С. А., Закарян В. А. Макросейсмическое обследование Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г.—В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с. 22—54.
14. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 237 с.
15. Оганесян А. О. Особенности изучения непривливаемых вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинимическом полигоне.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, т. XXXIII, № 6, с. 69—76.
16. Паффенгольц К. Н. Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1947, 111 с.
17. Рустанович Д. Н. Инструментальное исследование эпицентральной зоны Зангезурского землетрясения 1968 года.—В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с. 84—113.
18. Симонян Г. П. Сейсмогенные зоны Юго-Восточной Армении.—В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 41—48.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 2, 66—69, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 553.24.06 (479.25)

М. А. КУКУЛЯН

### ОБ ОБНАРУЖЕНИИ ДЮФРЕНУАЗИТА И ТВИННИТА В РУДАХ МАРДЖАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В процессе детального изучения минерального состава сульфосолевого парагенезиса в рудах Марджанского месторождения [2] нами были установлены дюфренуазит и твиннит—редкие мышьяковые сульфосоли свинца, ранее не описанные в рудах месторождений Армянской ССР.

Для определения химического состава описываемых минералов использовался двухканальный рентгеноспектральный микроанализатор ЛХА—5, фирмы Jeol. Расчет химического состава дюфренуазита и твиннита проводился по известному методу введения поправок [1].

При расчете содержания компонентов исследуемых минералов вводились поправки на атомный номер, поглощение и флюоресценцию [8]. Массовые коэффициенты поглощения взяты из работы Г. Хайнриха [5].

Образования сульфосолевого парагенезиса в рудах Марджанского месторождения, представленные сурьмяными и мышьяковыми сульфосолями свинца, выделяются в строго определенном порядке, начиная от разностей, богатых свинцом. Среди минералов, слагающих эту минеральную ассоциацию, отмечаются бурнонит, геокронит, буланжерит и зелигманит, а также описываемые дюфренуазит и твиннит. Наиболее широким развитием среди перечисленных минералов пользуются геокронит и бурнонит. Описываемая минеральная ассоциация распространена в рудных телах месторождения весьма неравномерно. Она тяготеет, как правило, к верхним разведочным горизонтам, выделяясь чаще в виде микропрожилков в полях ранних минералов и каемок замещения вокруг зерен галенита. Иногда эти сульфосоли развиваются вдоль плоскостей спайности и в микротрещинах галенита.

Дюфренуазит—редкий минерал, был обнаружен впервые в сахаровидном доломите в Имфельде (Швейцария), описываются также ассоциации дюфренуазита со сфалеритом, реальгаром и аурипигментом, а также с тетраэдритом и халькопиритом [4].

Дюфренуазит в рудах Марджанского месторождения встречается крайне редко. Образуется в кайме свинцовых сульфосолей, развивающихся вокруг кристаллов галенита в виде небольших выделений чаще вытянутой и реже изометричной формы, размером, не превышающим 200 мк. В связи с близкими оптическими свойствами с галенитом и высокосвинцовыми сульфосолями (буланжеритом и геокронитом) в отраженном свете дюфренуазит отличить от последних очень трудно. От галенита отличается слабой, но отчетливой анизотропией с цветовыми эффектами в коричнево-сиреневых тонах.

Описываемый минерал был выявлен при исследовании сульфосолевой ассоциации на рентгеноспектральном анализаторе, на экране электронно-лучевой трубки которого дюфренуазит проявился как темная фаза в поле минералов с более высоким средним атомным номером. Малые размеры выделений минерала не позволили провести рентгеноструктурный анализ, в связи с чем дюфренуазит был определен по составу, полученному количественным рентгеноспектральным анализом, который оказался близким к теоретическому, отличаясь лишь небольшими содержаниями сурьмы (табл. 1).

В результате исследований была выявлена также разность дюфренуазита с несколько повышенным содержанием сурьмы, которая может быть рассмотрена как Sb—дюфренуазит (стибиодюфренуазит (?)). Эта разность выделяется в той же минеральной ассоциации, что и дюфренуазит, образуя скопления, схожие с последним по форме и размером зерен.

Твиннит—редкий мышьяковый сульфоантимонит свинца определен впервые на месторождении Медок (Онтарио, Канада) в ассоциации с другими сульфосолями свинца [6]. В месторождениях Советского Союза он описан в ассоциации сурьмяно-мышьяковых сульфосолей свинца Н. Н. Мозговой и др. [3] в рудах месторождения Новое Хайдарканского рудного поля.

Твиннит на Марджанском месторождении является весьма редким минералом. Он также выделяется в кайме свинцовых сульфосолей вокруг зерен галенита, слагая сульфосолевую минеральную ассоциацию. Отражательная способность твиннита (45—38%) близка к таковой галенита. Рядом с последним он выглядит явно темнее. От сульфосолей свинца, развитых в этой минеральной ассоциации, отличается сильным двуотражением. Из-за малых размеров характерные полисинтетические двойники проявляются весьма слабо.

Таблица 1

## Химический состав дюфренуазитов и твиннитов различных месторождений

№ ан.	Минерал	Pb	Sb	As	S	Σ	Pb	Sb	As	S	As	Автор
		Содержание элементов в вес. %					Формульные коэффициенты				As+Sb	
1.	Дюфренуазит	56,08	1,45	18,27	22,46	98,26	1,99	0,09	1,79	5,14	0,95	Кукулян М. А.
2.	—	57,12	2,60	18,06	21,96	99,74	2,03	0,16	1,77	5,04	0,92	—
3.	—	57,42	—	20,89	22,55	100,86	1,98	—	1,99	5,03	—	Baumhauer H. [4]
4.	—	57,38	—	21,01	21,94	100,33	2,01	—	2,03	4,96	—	Guillemain C. [4]
5.	—	57,20	—	20,68	22,12	100,00	2,00	—	2,00	5,00	—	Минералы [4]
6.	Твиннит	38,82	24,83	12,62	23,70	99,96	1,01	1,10	0,91	3,98	0,45	Кукулян М. А.
7.	—	38,98	24,95	13,29	24,32	101,53	0,99	1,08	0,93	3,99	0,47	—
8.	—	39,09	27,01	11,61	22,03	99,74	1,00	1,18	0,82	3,64	0,41	Мозгова Н. Н.
9.	—	37,70	32,30	6,70	23,00	100,20	2,00	2,90	0,97	8,00	0,25	Moëlo Y. et al [7]
10.	—	39,26	26,98	11,07	23,60	100,00	1,00	11,20	0,80	4,00	0,40	Минералы [4]
11.	—	41,00	28,00	11,00	23,00	103,00	1,00	1,16	0,74	3,62	0,62	Iambor [6]

Примечание: Ан. 1, 2, 6, 7 из Марджанского месторождения; 3, 4—Имфельд (Швейцария); 8—м-ние Новое; 9—Руевац (Югославия); 5, 10—теоретический состав.

Твиннит, как и дюфренуазит, был диагностирован на основании состава, определенного на рентгеноспектральном микроанализаторе. Результаты исследований показали, что он близок к твинниту, установленному Н. Н. Мозговой и др. [3] на месторождении Новое, и несколько отличается от твиннита месторождения Руевац, в Югославии [7] (табл. 1).

Таким образом, в рудах Марджанского месторождения впервые на территории Армянской ССР установлены дюфренуазит и твиннит—мышьяковые сульфосоли свинца.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 9. VII. 1986.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Бородаев Ю. С.* Электронно-зондовый рентгеноспектральный микроанализ.—В кн.: *Лабораторные методы исследований минералов, пород и руд.* М.: Изд. МГУ, 1979, с. 7—82.
2. *Кукуляк М. А.* Геологическое строение и условия формирования Марджанского полиметаллического месторождения.—*Геология рудных месторождений*, 1985, № 2, с. 52—62.
3. *Мозгова Н. Н.* и др. О новой находке ассоциации мышьяковых сульфосолей свинца (месторождение Новое, Хайдарканское рудное поле).—*ДАН СССР*, 1979, т. 248, № 2, с. 447—452.
4. *Минералы.* Справочник. т. I. М.: Изд. АН СССР, 1960. 615 с.
5. *Heinrich K. F. J.* X ray absorption uncertainty—*The electron microscope*, N.—Y., 1956, 385 p.
6. *Jambor J. L.* New lead sulfosulfides from Madoc Ontario, Pt. 2, *Mineral Descriptions. Can. Miner.*, 1967, v. 9, pt. 2, p. 191—213.
7. *Moelo Y., Borodaev Y., Mozgova N.* Association twinnite-religmanite-plagionite du gisement complexe a Sb—Pb—Zn de Rujevac (Yugoslavia).—*Bull. Miner.*, 1983, 106, p. 505—510.
8. *Springer C.* Die Berechnung von Korrekturen für quantitative Elektronen—*Strahl-Mikroanalyse.*—*Forstsch. Miner.*, Bd. 45, H. 1, 1957, s. 70—86.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле. XL. № 2, 69—74, 1987

#### КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.348.436 (479.25)

Ю. Р. БАГДАСАРЯН

#### ГРУППИРОВАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И НЕКОТОРЫХ ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Как известно, при исследовании сейсмического режима любого сейсмоактивного района первостепенное значение придается графикам повторяемости землетрясений. Несмотря на то, что параметры этих графиков характеризуют упругие и реологические свойства земной коры, а также прирост деформаций в ней, они никакой существенной информации не дают о групповых проявлениях землетрясений.

Явление группирования землетрясений свойственно сейсмическим режимам, очаги которых находятся в земной коре. При больших и средних глубинах оно встречается редко. Надо отметить, что если не все, то подавляющее большинство землетрясений Кавказа и Армянского нагорья являются коровыми [4], что и позволяет изучать закономерности группирования землетрясений в наблюдаемом районе (рис. 1).

Как показывают исследования [1, 3] разных сейсмических поясов нашей планеты—Японии, Прибайкалья, Средней Азии, Кавказа

Твиннит, как и дюфренуазит, был диагностирован на основании состава, определенного на рентгеноспектральном микроанализаторе. Результаты исследований показали, что он близок к твинниту, установленному Н. Н. Мозговой и др. [3] на месторождении Новое, и несколько отличается от твиннита месторождения Руевац, в Югославии [7] (табл. 1).

Таким образом, в рудах Марджанского месторождения впервые на территории Армянской ССР установлены дюфренуазит и твиннит—мышьяковые сульфосоли свинца.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 9. VII. 1986.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Бородаев Ю. С.* Электронно-зондовый рентгеноспектральный микроанализ.—В кн.: *Лабораторные методы исследований минералов, пород и руд.* М.: Изд. МГУ, 1979, с. 7—82.
2. *Кукуляк М. А.* Геологическое строение и условия формирования Марджанского полиметаллического месторождения.—*Геология рудных месторождений*, 1985, № 2, с. 52—62.
3. *Мозгова Н. Н.* и др. О новой находке ассоциации мышьяковых сульфосолей свинца (месторождение Новое, Хайдарканское рудное поле).—*ДАН СССР*, 1979, т. 248, № 2, с. 447—452.
4. *Минералы.* Справочник. т. 1. М.: Изд. АН СССР, 1960. 615 с.
5. *Heinrich K. F. J.* X ray absorption uncertainty—*The electron microscope*, N.—Y., 1956, 385 p.
6. *Jambor J. L.* New lead sulfosaltminerals from Madoc Ontario, Pt. 2, *Mineral Descriptions. Can. Miner.*, 1967, v. 9, pt. 2, p. 191—213.
7. *Moelo Y., Borodaev Y., Mozgova N.* Association twinnite-religmanite-plagionite du gisement complex a Sb—Pb—Zn de Rujevac (Yugoslavia).—*Bull. Miner.*, 1983, 106, p. 505—510.
8. *Springer C.* Die Berechnung von Korrekturen für quantitative Elektronen—*Strahl-Mikroanalyse.*—*Forstsch. Miner.*, Bd. 45, H. 1, 1957, s. 70—86.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле. XL. № 2, 69—74, 1987

#### КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.348.436 (479.25)

Ю. Р. БАГДАСАРЯН

#### ГРУППИРОВАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И НЕКОТОРЫХ ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Как известно, при исследовании сейсмического режима любого сейсмоактивного района первостепенное значение придается графикам повторяемости землетрясений. Несмотря на то, что параметры этих графиков характеризуют упругие и реологические свойства земной коры, а также прирост деформаций в ней, они никакой существенной информации не дают о групповых проявлениях землетрясений.

Явление группирования землетрясений свойственно сейсмическим режимам, очаги которых находятся в земной коре. При больших и средних глубинах оно встречается редко. Надо отметить, что если не все, то подавляющее большинство землетрясений Кавказа и Армянского нагорья являются коровыми [4], что и позволяет изучать закономерности группирования землетрясений в наблюдаемом районе (рис. 1).

Как показывают исследования [1, 3] разных сейсмических поясов нашей планеты—Японии, Прибайкалья, Средней Азии, Кавказа

и др., частота и характер проявления групп землетрясений существенно разные. Иногда эта частота настолько велика, что усложняет исследования сейсмического режима. Поэтому, целесообразен поиск более простого аналога сейсмического режима, который являлся бы упрощенной формой и выражал основные черты пространственно-временной характеристики исследуемого режима.

Исходной является следующая классификация групп землетрясений: 1. Форшоковый процесс, основной толчок, афтершоковый процесс. 2. Основной толчок, афтершоковый процесс. 3. Форшоковый процесс, основной толчок (встречаются у фоновых землетрясений). 4. Рой землетрясений.

В приведенной классификации под «процессом» подразумевается даже одно землетрясение, которое предшествует или последует основному толчку. Таким образом, каждую группу можно представить в виде  $A_{ij}$  ( $i=0, 1, \dots, n$ ;  $j=0, 1, \dots, m$ ), где  $i, j$  соответственно числа землетрясений до и после главного удара. Очевидно, что после выделения групп землетрясений  $A_{ij}$  можно строить  $[n \times m]$ —мерную матрицу, которая характеризовала бы количественное представление групп землетрясений по величине группы.

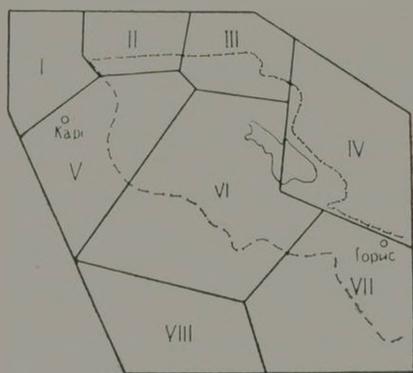


Рис. 1. Рассматриваемый район ( $\Sigma$ ) и его 8 подрайонов.

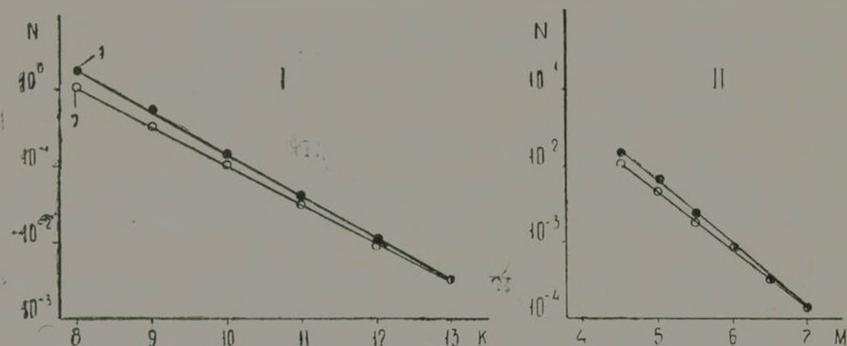


Рис. 2. Графики повторяемости землетрясений. I—район ( $\Sigma$ ), II—Кавказ и Армянское нагорье, 1—для всех землетрясений, 2—для основных землетрясений.

В настоящей работе на основании десятилетних наблюдений (1973—1982 гг.) рассматриваются некоторые вопросы группирования землетрясений на территории АрмССР и некоторых прилегающих районов, ограниченной географическими координатами ( $41^{\circ},5, 42^{\circ},5; 41^{\circ},5, 45^{\circ},0; 40^{\circ},7; 46^{\circ},7; 38^{\circ},5, 46^{\circ},7; 38^{\circ},5; 43^{\circ},5; 40^{\circ},2, 42^{\circ},5$ ). Как видно из рис. 1, наблюдаемый район ( $\Sigma$ ) подразделен на восемь подрайонов. Основой такого подразделения служила методика о

пространственно-временном изменении сейсмического фона и его плотности [5]. А выбор срока наблюдений обусловлен разрешающей способностью сейсмической сети АрмССР. До 1973 г. в республике действовали всего четыре сейсмические станции. Представительность регистрации землетрясений была слишком низка. С вводом сейсмических станций «Каджаран» и «Кармракар» в 1973 г., а затем «Мецамор» в 1974 г. резко повысилась представительность землетрясений, особенно в южных районах республики. В дальнейшем сейсмическая сеть АрмССР бурно развивалась и в настоящее время на ее территории действуют пятнадцать сейсмических станций.

Методика группирования землетрясений подробно описана в [1]. По этой методике произведено группирование 5159 землетрясений для всей территории и восьми подрайонов. Однако, сравнение размеров очагов землетрясений проводилось не по [1], а по формулам, полученным для территории Кавказа [6]. Все результаты группирования приведены в табл. 1.

Таблица 1

Распределение числа землетрясений и суммарной сейсмической энергии для всей территории и восьми подрайонов за период наблюдений 1973—1982 г. Значения параметров  $\alpha$  и  $\beta$  прямой линии  $\lg m_N = \alpha - \beta \lg N$

Подрайон	Энергет. класс	Классификация и распределение землетрясений						Суммарная сейсмическая энергия $\times 10^{13}$ Дж			$\alpha$	$\beta$
		все	одиночные	групповые	групповые %	основные	основные %	все	основные	основные %		
I	8	333	74	259	78	90	27	4,130	2,720	66	1,87	2,2
II	6	1861	755	1106	59	956	51	1,260	1,120	88	2,87	2,5
III	6	595	419	176	30	495	83	0,015	0,014	93	2,62	3,5
IV	7	450	325	125	28	362	80	1,380	1,240	90	2,51	3,3
V	7	337	295	42	12	307	91	0,044	0,030	68	2,47	4,1
VI	7	442	389	53	12	412	93	0,220	2,000	90	2,59	4,4
VII	7	251	180	71	28	195	78	0,531	0,349	66	2,25	3,2
VIII	8	890	258	632	71	299	34	1013	1002	98	2,41	2,3
(2)	6	5159	2695	2464	48	3116	60	1036	1009	97	3,52	2,9

В графах табл. 1 представлены: 1—номера рассматриваемых районов, согласно рис. 1, 2—нижний предел энергетического класса рассмотренных землетрясений, с чего началось группирование, 3—распределение числа всех землетрясений по районам, 4—число одиночных землетрясений, т. е. землетрясения, которые генетически не связаны с другими землетрясениями, 5 и 6—число и процент групповых землетрясений, 7 и 8—число и процент основных землетрясений (сумма одиночных и взятых по одному из каждой группы землетрясений; очевидно, что с любой группы берется землетрясение с наибольшим энергетическим классом, а при роях—любое из них), 9, 10 и 11—нормированное суммарное количество выделенной сейсмической энергии и доля энергии основных землетрясений в нем. Данные о параметрах  $\alpha$  и  $\beta$  приводятся в табл. 1.—Как видно из этой таблицы, процент групповых землетрясений колеблется в пределах от 12 до 78. Он высок особенно в подрайонах I, II, VIII. Однако заметим, что самые крупные сейсмические события со своими длительными афтершоковыми периодами приходятся на эти подрайоны. Из них следует отметить Ванское землетрясение 24.11.1976 г. с магнитудой  $M=7$ ; Ардаганское—25.03.1976 г. с  $M=5$  и Дманисское—0.2.01.1978 г. с  $M=5,3$ . Процент основных землетрясений высок в подрайонах III—VII. И это не слу-

чайно, поскольку сейсмический режим этих районов за наблюдаемый период носил сравнительно стационарный характер. Сравнение суммарной сейсмической энергии групповых и основных землетрясений показывает, что подавляющая доля затраченной энергии падает на основные землетрясения, т. е. главные сейсмические процессы в очаговых зонах происходят через основные землетрясения, а «вторичные» как-бы «помогают» и сопровождают эти процессы. Значения параметра  $\gamma$  графиков повторяемости всех и основных землетрясений очень близки. На рис. 2 представлены графики, которые строились по методу суммирования для всей исследуемой территории ( $\Sigma$ ) за наблюдаемый 10-летний период и для Тавро-Кавказского региона на уровне сильных землетрясений с 36-летним сроком наблюдений. Наглядно видна близость этих графиков. Одновременно, сравнение карт эпицентров основных и всех землетрясений показывает, что кроме плотности эпицентров между ними существенной разницы не наблюдается, т. е. пространственное распределение эпицентров всех и основных землетрясений можно считать одинаковым. Таким образом, через группирование в пространстве всех землетрясений выделяется подпространство основных землетрясений, которое является своеобразным базисом, т. е. остальные землетрясения просто являются следствиями базисных землетрясений. Следовательно, полученные подпространства основных землетрясений для всех подрайонов и всей территории, которые выражают основные черты пространственно-временной характеристики и носят преобладающую часть затраченной сейсмической энергии, являются простыми аналогами исследуемых сейсмических режимов.

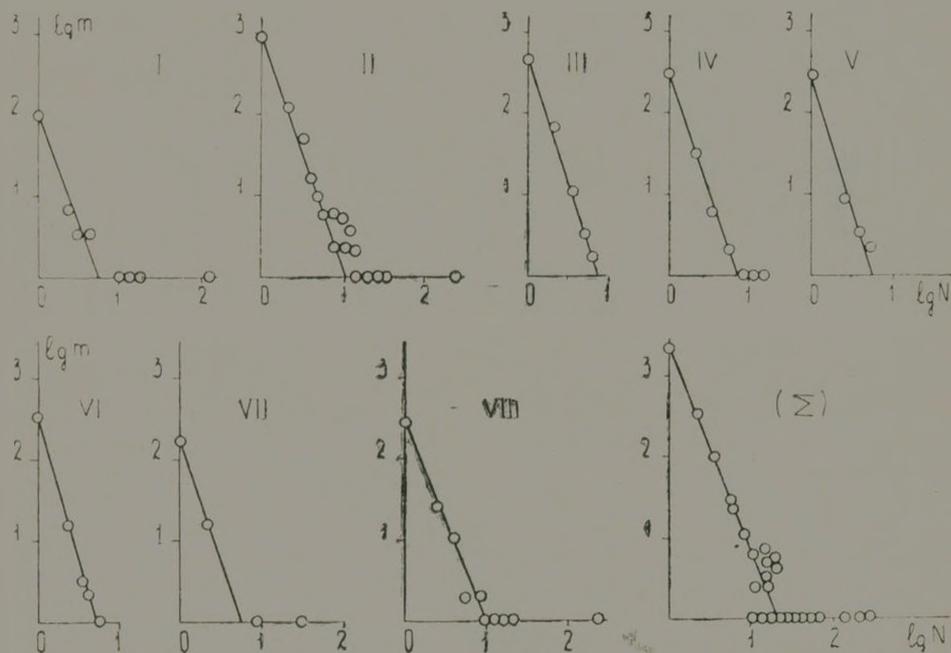


Рис. 3. Распределение групп землетрясений по величине группы для выделенных восьми подрайонов и района ( $\Sigma$ ).

В работе [1] показано, что распределение групп землетрясений по величине группы можно представить в виде  $\lg m_{\Delta} = \alpha - \beta \lg N$ , где  $N$  — число землетрясений в группе,  $m_{\Delta}$  — число групп с  $N$ -ым числом землетрясений,  $\alpha$  — число одиночных землетрясений в десятичных логарифмах, а  $\beta$  определяется по формуле:

$$q(\beta) = \xi(\beta) / \xi(\beta - 1).$$

где  $\xi(\beta)$ —дзета функция Римана. Зная конкретное значение  $\beta$  для данной территории, при помощи соотношения

$$P(N \geq N_0) = \sum_{N_0}^{\infty} N^{-\beta} \xi(\beta)$$

можно определить вероятность появления группы с  $N \geq N_0$ . Как справедливо отмечает В. Н. Гайский [1], она имеет большое практическое значение, так как после сильных землетрясений, как правило, афтершоки разрушают частично разрушенные сооружения и т. п.

В табл. 1 приведены значения параметров  $\alpha$  и  $\beta$  распределения  $\lg m_N = \alpha - \beta \lg N$  рассматриваемых режимов, а на рис. 3—графики этих распределений. Как видно из рис. 3, теоретические линии хорошо изображают экспериментальный материал, т. е. распределение числа групп по величине группы для всех наблюдаемых районов подчиняется степенному закону. Однотипный график, но уже для Тавро-Кавказского региона на уровне землетрясений с магнитудой  $M \geq 4,5$  представлен на рис. 4. Из 883 землетрясений, происшедших в регионе за период 1902—1981 гг., 327 являются групповыми, а параметры  $\alpha$  и  $\beta$  получают соответственно значения, равные 2,75 и 3.

Естественно ожидать, что после группирования дисперсия сейсмического процесса уменьшается. Полученные подпространства основных землетрясений для восьми подрайонов, всей территории и Тавро-Кавказского региона фактически являются потоками простейших событий. Чтобы убедиться в этом, достаточно провести сравнение экспериментальных частот землетрясений с теоретическими распределениями Пуассона и Пойя. На рис. 5 в качестве примера приведены два

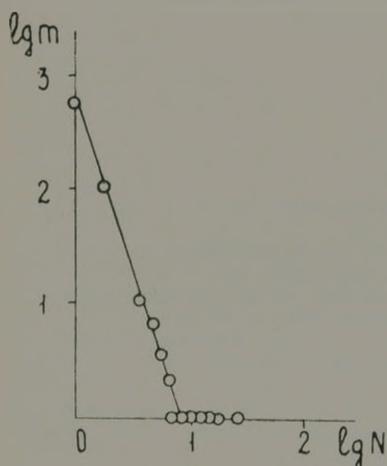


Рис. 4. Распределение групп землетрясений по величине группы (Кавказ и Армянское нагорье).

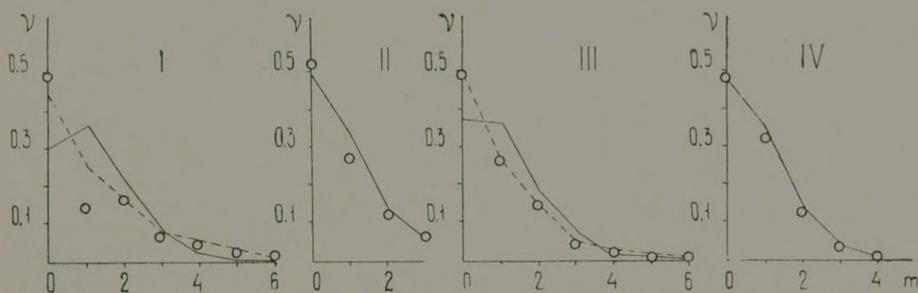


Рис. 5. Сравнение экспериментальных частот землетрясений с теоретическими распределениями Пуассона и Пойя. I, II—район (Σ), III, IV—Кавказ и Армянское нагорье. I, III—для всех землетрясений, II, IV—для основных землетрясений Сплошная линия—распределение Пуассона, пунктир—Пойя.

таких сравнения. В них изображено распределение трехмесячных частот землетрясений с энергетическим классом  $K \geq 11,5$ , наблюдавшихся в районе ( $\Sigma$ ) за период 1973–1982 гг., и приведено сравнение с теоретическими распределениями Пуассона и Пойя. То же самое сделано для месячных чисел землетрясений с магнитудой  $M \geq 4,5$  Тавро-Кавказского региона на основании 80-летних (1902–1981 гг.) наблюдений. В совокупности всех землетрясений (до группирования) критерий  $\chi^2$  при 5%-ом уровне значимости приводит к противоречию с гипотезой Пуассона, а правдоподобности о следовании экспериментальных частот к распределению Пойя принимается. Последнее указывает на наличие связи между событиями. Но в совокупности основных землетрясений такое явление не наблюдается, т. е. распределение основных землетрясений можно описать распределением Пуассона. А, как известно [2], оно является математической моделью потока простейших событий.

В заключение можно отметить, что через группирование землетрясений получены подпространства основных землетрясений для сейсмических режимов 10 районов. Эти подпространства являются потоками простейших событий, выражают основные черты пространственно-временной характеристики исходных режимов и на практике легко используемы. Полученные конкретные значения параметра  $\beta$  рассматриваемых районов могут быть использованы при сейсмическом районировании этих территорий.

Институт геофизики и  
инженерной сейсмологии  
АН АрмССР

Поступила 14. XI. 1984.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гайский В. Н. Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 1970, с. 79–95.
2. Гмурман В. Е. Руководство к решению задач по теории вероятностей и математической статистике (на арм. языке). Ереван: Изд. Луйс, 1979, 94 с.
3. Джибладзе Э. А. Энергия землетрясений, сейсмический режим и сейсмогенетические движения Кавказа. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1980, с. 99–100.
4. Джибладзе Э. А., Натенадзе Э. Н. Сейсмический режим Кавказа за 1962–1978 гг.—В кн.: Сейсмический бюллетень Кавказа 1978. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1981, 215 с.
5. Нерсесов Н. Л., Пономарев В. С., Кучай В. К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона.—В кн.: Поиск предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 119–131.
6. Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А., Болквадзе Н. Н. Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа.—В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 74–85.

## ГЕОРГИИ ИСАЕВИЧ ТЕР-СТЕПАНЯН

(к 80-летию со дня рождения)

Исполнилось 80 лет со дня рождения и 55 лет научной деятельности члена-корреспондента АН АрмССР, доктора технических наук, профессора, заведующего лабораторией геомеханики Института геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР, видного ученого в области геомеханики, члена КПСС с 1949 г. Георгия Исаевича Тер-Степаняна.

Г. И. Тер-Степанян родился 16 апреля 1907 г. в г. Тифлисе, в семье врача. В 1924 г. окончил химический техникум и в том же году поступил на строительный факультет Тифлисского политехнического института и окончил его дорожно-мостовое отделение в 1931 г. Одновременно он учился на английском факультете вечернего Института иностранных языков.



После окончания института Г. И. Тер-Степанян работал в Ленинграде, посвятив себя исследованиям в области механики грунтов. Здесь он изучал работу свайных оснований в связи с реконструкцией некоторых мостов Ленинграда, исследовал строительные свойства грунтов ряда строительных площадок в Ленинграде, Новгороде, Тихвине, Чите, Мурманске, Кировске и др. Одновременно читал курс лекций по механике грунтов. Исследования позволили ему положить начало плодотворному направлению в области реологии грунтов, которое позже было развито в Ереване. Некоторое время Г. И. Тер-Степанян работал в Иране, где занимался исследованием строительных свойств грунтов для строительства в Тегеране, Тавризе, Мешхеде и Исфагане. Вернувшись в СССР, он продолжил исследования строительных свойств грунтов и условий фундирования объектов в Ленинграде и Мурманске и изучал оползни на Волге в связи с проектированием водохранилища Куйбышевской гидростанции. Результатом работ Г. И. Тер-Степаняна явилась разработка графо-аналитического метода определения критической высоты земляных сооружений, вошедшего в учебник по механике грунтов. Теоретическое и практическое значение имели исследования чувствительных польдневых и ленточных послеледниковых глинистых грунтов, позволившие Г. И. Тер-Степаняну впервые обнаружить, что их плавунные свойства являются результатом нарушения их естественного состояния вследствие применения непригодных для этих грунтов методов исследования и использования забивки свай для их уплотнения.

В годы Отечественной войны Г. И. Тер-Степанян возглавлял и осуществлял исследования Лихских оползней на Закавказской железной дороге и организовал службу безопасности движения поездов в течение всей войны. Эти и последующие аналогичные исследования позволили Г. И. Тер-Степаняну разработать классификацию оползневых трещин, являющуюся теоретически и практически обоснованной методикой изучения оползней, включенной в ряд справочников и руководств по изучению оползней.

С работой Г. И. Тер-Степаняна в АН АрмССР, начатой в 1944 г., связана организация Лаборатории механики грунтов. Ряд приборов был сконструирован Г. И. Тер-Степаняном и изготовлен в экспериментальной мастерской, созданной при лаборатории. Научные исследования были посвящены решению одной из сложных задач инженерной геологии—исследованию оползневых явлений и устойчивости склонов. Исследования проводились на оползнях АрмССР, Северного Кавказа, Волги, Черноморского побережья Кавказа, Болгарии и др. В основу изучения механизма оползней Г. И. Тер-Степанян положил исследование кинематики процесса, для чего он разработал многолучевой дифференциальный графический метод геодезических наблюдений с применением номограмм. Г. И. Тер-Степанян разработал теорию глубинной ползучести склонов, позволяющую прогнозировать оползание и осуществлять противооползневые меры в подготовительной фазе, когда воздействие на склон наиболее эффективно. Для дальнейшей разработки теории глубинной ползучести склонов и изучения механизма оползания в различных геологических условиях были разработаны новые методы изучения оползней, как-то: измерение деформации грунтов на глубине в деформационных колодцах и определение реологических свойств грунтов в полевых условиях; измерение пьезометрического уровня грунтовых вод в оползневом теле и определение величины фильтрационной силы и направления питания оползней грунтовыми водами; разработка методов анализа оползневых де-

формаций зданий и инженерных сооружений для картирования оползневых тел и оценки интенсивности оползания; изучение истории геологического развития и рельефа для выяснения их роли в механизме образования оползней; разработка методов анализа оползания по результатам геодезических наблюдений путем построения годографов скоростей смещения и ряд других. Исследования по теории оползней в грунтах и скальных породах явились важным элементом новой научной дисциплины— геомеханики, теоретические положения и практические методы решения отдельных задач которой разработал Г. И. Тер-Степанян. На этих формулировках базируется определение содержания науки геомеханики в 3-ем издании Большой Советской Энциклопедии. Опыты на ползучесть глин позволили Г. И. Тер-Степаняну подтвердить обнаруженное ранее явление скачкообразной перестройки структур грунтов при деформировании. Другая серия исследований Г. И. Тер-Степаняна относится к изучению капиллярных систем, вопросам стадийной борьбы с оползнями, механизма образования загиба слоев пластов, гидрогеологии, инженерно-геологического картирования, закрепления склонов и др.

В течение ряда лет Г. И. Тер-Степанян проводил совместные работы по изучению оползней, основанные на теории глубинной ползучести склонов, с Геологическими институтами Болгарской и Чехословацкой Академий наук и с Отделом геотехники Венгерской Академии наук.

Г. И. Тер-Степанян является ответственным редактором научных сборников «Проблемы геомеханики», издающихся АН АрмССР на армянском, русском и английском языках в Ереване с 1967 г., членом редколлегии журналов «Инженерная геология» и «Известия АН АрмССР, Науки о Земле» и двух иностранных журналов.

Г. И. Тер-Степанян является членом бюро и председателем Проблемной комиссии по оползням Научного совета АН СССР по инженерной геологии и гидрогеологии, председателем Научного совета АН АрмССР по инженерной геологии. Он является членом трех международных обществ и ряда комиссий этих обществ.

В 1977 г. Г. И. Тер-Степанян избран членом-корреспондентом АН АрмССР. Г. И. Тер-Степанян является крупным ученым, оказавшим большое влияние на развитие механики грунтов и инженерной геологии. Теоретические работы Г. И. Тер-Степаняна сыграли важную роль в установлении глубинной ползучести склонов, создавшей новую научную школу изучения оползневых и других движений масс на склонах, хорошо известную в нашей стране и за рубежом. Г. И. Тер-Степанян автор более 200 научных работ, в том числе 8 монографий. Г. И. Тер-Степанян ученый с широким кругом научных интересов и творческих замыслов, человек высокообразованный, энергичный, волевой. Благодаря большой эрудиции и высокой культуре Г. И. Тер-Степанян снискал признание и уважение научной общественности нашей страны и за рубежом.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР,  
Отделение химических и геологических наук АН Армянской ССР



ГУЛЯН ЭДУАРД ХАЧАТУРОВИЧ

(к 60-летию со дня рождения)

Исполнилось 60 лет со дня рождения одного из крупных руководителей геологической службы республики, начальника Управления геологии Армянской ССР, кандидата геолого-минералогических наук, члена КПСС с 1955 года ГУЛЯНА Эдуарда Хачатуровича.

Э. Х. Гулян родился 7 января 1927 года в Шаумянском районе Азербайджанской ССР. В 1949 году окончил геологический факультет Ереванского государственного университета. До 1955 года работал на должностях геолога, старшего геолога и главного геолога полевых подразделений Управления геологии. В этот период он снискал признание специалиста высокого класса по поискам и разведке месторождений металлических полезных ископаемых.

С 1955 года т. Э. Х. Гулян был переведен в аппарат Управления на должность старшего инженера. Скоро он выполнял функции главного геолога, а затем начальника рудного отдела. В 1961 году он назначается первым заместителем начальника — главным инженером Управления, а с 1965 года занимает должность начальника Управления геологии Армянской ССР.

Под руководством Э. Х. Гуляна Управление геологии успешно выполняло государственные задания по созданию и укреплению минерально-сырьевой базы промышленности республики, выявлению и вовлечению в производство новых видов строительных материалов, обеспечению городов, населенных пунктов и народно-хозяйственных объектов питьевой и технической водой.

Он уделяет большое внимание делу углубленного изучения геологического строения недр, геофизических и геохимических особенностей, закономерностей распределения полезных ископаемых территории республики, с применением новейших методов и технических средств исследований.

Под его руководством и при непосредственном участии неоднократно производилась оценка прогнозных ресурсов по территории Армянской ССР на железные руды, медь, молибден, свинец, цинк и другие металлы и неметаллические полезные ископаемые.

Э. Х. Гулян непосредственно руководит работами по оценке эксплуатационных запасов подземных пресных вод основных артезианских бассейнов республики.

За годы его руководства в Управлении сделан значительный шаг в улучшении социально-бытовых условий работников геологоразведочных работ и в особенности в области жилищного строительства.

Наряду с государственной деятельностью Э. Х. Гулян непосредственно занимается активной научной работой, проявляя незаурядные качества серьезного и вдумчивого исследователя-геолога.

Он является автором более 70 научных трудов. Благодаря им существенно расширены границы наших познаний по вопросам изучения магматизма, рудоносности, закономерностей распределения полезных ископаемых, геохимических особенностей отдельных элементов. Он внес существенный вклад в разработку и усовершенствование методики геохимических поисков и прогнозирования ресурсов полезных ископаемых. Подготовил и в 1966 году успешно защитил диссертацию на тему: «Магматизм и эндогенное оруденение северного склона Баргушатского хребта», получив ученую степень кандидата геолого-минералогических наук.

Э. Х. Гулян часто участвует в различных научных конференциях и совещаниях, выступает с докладами. Он неоднократно представлял Советский Союз и участвовал в работе специальных геологических комиссий международных организаций по линии СЭВ и ООН, в частности в Тегеране (Иран), Джакарте (Индонезия), Бухаресте (Румыния) и др.

Несмотря на большую занятость, Э. Х. Гулян большое внимание уделяет общественной деятельности. Выступает на страницах печати, освещая достижения, роль и перспективы развития геологической службы. Он является одним из организаторов Геологического общества республики, является членом редколлегии журнала «Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле», членом ученого совета Института геологических наук АН Армянской ССР.

За успешное выполнение государственного задания и отмечая личные заслуги, Э. Х. Гулян награжден орденами «Трудового Красного Знамени», «Знак Почета» и медалями, а также Почетной грамотой Президиума Верховного Совета Армянской ССР. В 1965 году ему присвоено звание Заслуженного геолога Армянской ССР.

Геологическая общественность горячо поздравляет юбиляра и желает ему долгого здоровья, успехов в труде и научной деятельности.

Отделение химических и геологических наук АН Армянской ССР,  
Управление геологии Армянской ССР,  
Институт геологических наук АН АрмССР,  
Армянское геологическое общество

