

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ  
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 0515-961X

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



Հանդեսը հիմնադրվել է 1948 թվականին, լույս է տեսնում տարին երեք անգամ  
հայերեն և ռուսերեն լեզուներով:

#### ԿՐԹԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԿԻԱ

Ի.-Տ. գ. թ. Պ. Կ. Արոյան, Ե.-Տ. գ. ղ. Ն. Ն. Ամիրյան, Ե.-Տ. գ. թ. Ա. Լ. Անանյան, աշխ. գ. թ. Վ. Թ. Բոյնագրյան, Ֆ.-Մ. գ. ղ. Ս. Ս. Դարբինյան, ՀՀ ԳԱԱ ազատ. Բ. Կ. Կարապետյան, (պատ. խմբ.), Ֆ.-Մ. գ. ղ. Ս. Մ. Հովհաննիսյան, Ե.-Տ. գ. ղ. Թ. Լ. Մելիքոնյան, Ե.-Տ. գ. թ. Թ. Տ. Միրիջանյան, Ե.-Տ. գ. ղ. Ս. Ն. Լազարեթյան, ՀՀԳԱԱ ազատ. Թ. Տ. Զրբաշյան (պատ. խմբ. տեղ.), Ե.-Տ. գ. ղ. Մ. Ա. Սարիան, Ե.-Տ. գ. թ. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատ. խմբ. տեղ.):

Պատասխանատու քարտուղար՝ Է. Ս. Թոստումովա

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

К. г.-м. н. П. Г. Аюян, д. г.-м. н. Ш. О. Амирян, к. г.-м. н. А. Л. Ананиян, к. геогр. н. В. Р. Бойнагрян, д. ф.-м. н. С. С. Дарбинян, акад. НАН РА Р. Т. Джрбаниян (зам. отв. ред.), акад. НАН РА Б. К. Карапетян (отв. ред.), д. г.-м. н. Р. Л. Мелконян, к. г.-м.н. Р. Т. Мириджаниян, д. г.-м. н. С. Н. Назаретян, д. ф.-м. н. С. М. Оганесян, д. г.-м. н. М. А. Сатян, к. г.-м. н. А. С. Фарамазян (зам. отв. ред.).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

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

Издательство «Гитутюн» НАН РА  
Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995

AM 409

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 1

հատոր XLVIII

1995

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Պ. Կ. Ալոյան, Փոքր Կովկասի ալպիական գեոդինամիկայի մոդելը . . . . .	3
Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Ջ. Ալլուոնյան, Ալավերդու անտիկլինորիումի սուբհրարիաժին պորֆիրների ֆաջիալ հասակային խմբերը . . . . .	8
Ա. Խ. Մնացականյան, Ի. Խ. Պետրոսով, ՀՀ ցեոլիտների Շիրակի խմբի հանքավայրերի երկրաբանությունը, նյութական կազմը և տիպայնացումը . . . . .	14
Ա. Բ. Կաբալետյան, Բ. Կ. Կաբալետյան, Կ. Պ. Սիմոնյան, Է. Ս. Խաչիյան, Հայաստանի Հանրապետության սեյսմիկ շրջանացման նոր քարտեզը . . . . .	25
Ս. Ռ. Մեսչյան, Սեյսմիկ ազդեցության դեպքում թեք շերտավորումով գետնահողային շերտի տեղաշարժման արագության որոշումը . . . . .	33
Վ. Կ. Գրիգորյան, Սպիտակի երկրաշարժի ուժեղ հետցնցումների ժամանակ գրունտի տատանումների ինժեներային պարամետրերը և նրանց համեմատական վերլուծությունը . . . . .	38

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

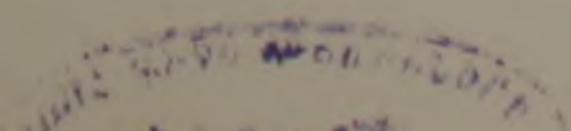
Գ. Բ. Մեծլումյան, Ռ. Ա. Թոբոսյան, Մեղրաձորի հանքային դաշտում երկաթի հեռանկարային հանքայնացման հայտնաբերման մասին . . . . .	46
Ս. Բ. Աբովյան, Սկանդինավիա երկրաբանական Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային գոտիների մաֆիտ-գերմաֆիտային ինտրուզիվ կոմպլեքսների ապարներում . . . . .	49
Յու. Ռ. Կազրամանով, Հրազդանյան անտիկլինալի նավթագազարերության հեռանկարները . . . . .	53
Ա. Վ. Մուրադյան, Ռ. Ս. Կուզանյան, Ավանի աղի հանքի գազերի և կոնգլոմատների ածխաջրածնային բաղադրությունը . . . . .	59
Ջ. Ս. Մինասյան, Ա. Կ. Կաբալետյան, Ա. Ա. Վաղանյան, Հայաստանի որոշ նեոգեն-չորրորդական էֆուզիվների հասակի որոշման մասին հնէամազնիսական և ռադիո-րանական տվյալներով . . . . .	59
Ս. Պ. Սարգսյան, 40-ամյա երկրաբանական թանգարանի բացումը Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային կոմբինատում . . . . .	64

СОДЕРЖАНИЕ

П. Г. Алоян, Модель алпийской геодинамики Малого Кавказа . . . . .	3
Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, Фацнально-возрастные группы субвулканических порфиров Алавердского антиклинория . . . . .	8
А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов, Геология, вещественный состав и типизация цеолитолитов Ширакской группы месторождений РА . . . . .	14
А. И. Карапетян, Б. К. Карапетян, Г. П. Симонян, Э. Е. Хачиян, Новая карта сейсмического районирования территории Республики Армения . . . . .	26
С. Р. Месчан, Определение скоростей смещения грунтового слоя по наклонному напластованию при сейсмических воздействиях . . . . .	33
В. Г. Григорян, Инженерные параметры колебаний грунта при сильных афтершоках Спитакского землетрясения и их сравнительный анализ . . . . .	38

КРАТКНЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Б. Межлумян, Р. А. Торосян, Об обнаружении перспективного оруденения железных руд в рудном поле Меградзорского месторождения . . . . .	46
С. Б. Абовян, Распределение скандия в породах мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа . . . . .	49



Ю. Р. Каграманов. Перспективы нефтегазоносности Разданской антиклинали	53
А. В. Мурадян, Р. С. Кузаян. Углеводородный состав газа и конденсатов Аванского солерудника	56
Дж. О. Минасян, А. К. Караханян, А. А. Варданян. О датировке некоторых неоген-четвертичных эффузивов Армении по палеомагнитным и радиологическим данным	59
С. П. Саркисян. Открытие 40-летнего геологического музея Каджарского медно-молибденового комбината	64

## CONTENTS

P. Aloyan. The Minor Caucasus Alpine Geodynamic's Model	3
Sh. O. Amirian, M. S. Azizbekian, A. Z. Altounian. Facies-Age Groups of Subvolcanic Porphyries of the Alaverdi Anticlinorium	8
A. Kh. Mnatsakanian, I. Kh. Petrosov. Geology, Substance Composition and Type Classification of Zeolitolites of the Shirak Deposits Group in the Republic of Armenia	14
A. I. Karapetian, B. K. Karapetian, G. P. Simonian, E. E. Khachian. New Seismic Zonation Map for the Territory of the Republic of Armenia	26
S. R. Meschian. Determination of Ground Layer Displacement Velocity by Means of Inclined Bedding at Seismic Effects	33
V. G. Grigorian. Engineering Parameters of Ground Oscillations at Strong Aftershocks of the Spitak Earthquake and Their Comparative Analysis	38

## BRIEF INFORMATION

G. B. Mezhloumian, R. A. Torosian. On Revealing of Prospecting Iron Ore Mineralization in the Ore Field of the Meghradzor Deposit	46
S. B. Abovian. Scandium Distribution in Mafit-Ultramafit Intrusive Association Rocks of the Ophiolite Belts of the Lesser Caucasus	49
Yu. R. Kagramanov. Prospects of Oil and Gas Presence in the Hrazdan Anticline	53
A. V. Mouradian, R. S. Kouzarian. Hydrocarbon Composition of Gas and Condensates from the Avan Salt Mine	56
G. O. Minasian, A. K. Karakhanian, A. A. Vardanian. On Dating of Some Neogene-Quaternary Effusives of Armenia According to Palaeomagnetic and Radiological Data	59

П. Г. АЛОЯН

## МОДЕЛЬ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ МАЛОГО КАВКАЗА

В основе новой модели альпийской геодинамики Малого Кавказа лежит представление о гетерогенном строении его доюрского основания. Эрзинджан-Севанская зона рассматривается как зона рифтогенеза, заложившая океанический бассейн Мезотетис. Допускается, что в течение юры-мела на фоне планетарных движений в недрах Транскавказского поперечного поднятия (в узле пересечения с Малокавказским рифтом) зарождается автономный очаговый механизм тектогенеза.

В современной структуре Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии между Зоной Южного склона Большого Кавказа и Аравийской платформой выделяется Малокавказская геотектоническая область. В свете «тектоники плит» северная граница Малокавказской области рассматривается как северная граница Гондваны и, тем самым, допускается байкальский возраст консолидации ее доюрского основания, а Севанский офиолитовый пояс рассматривается как северная граница Иранской плиты Гондванского континента [8, 11]. Исследования последних лет внесли существенные изменения в наше понятие о структуре Малого Кавказа. Доказано, что доюрский фундамент Малого Кавказа имеет гетерогенное строение, отрицается отнесение Закавказского массива к эпибайкальской платформе в качестве перигондванского краевого поднятия и причленяется к Евразии [1, 4, 5]. Результаты этих исследований дают основание выдвинуть новую рабочую модель альпийской геодинамики Малого Кавказа.

Основным геотектоническим элементом Малокавказской области является Эрзинджан-Севанский пояс, выраженный серией разновозрастных кулисообразно расположенных разломов сбросо-надвигового характера и выдержанным рядом ультраосновных интрузий. Между зоной Южного склона Большого Кавказа и Эрзинджан-Севанским поясом располагается Закавказская зона верхнепалеозойской (раннеальпийской?) консолидации [4], детально описанная в литературе как «Закавказский массив». К югу от Эрзинджан-Севанского пояса нами впервые выделяется мегазона офиолитовых поясов Малого Кавказа — Армянская мегазона. Мегазона имеет линзовидную форму и включает все известные офиолитовые пояса Закавказья: Севанский, Вединский, Запгезурский и Эрзинджанский офиолитовый узел (столб?). На востоке мегазона замыкается восточнее Аракс-Куруинского (Нижнеараксинского) разлома северо-восточного простирания, а с юга разграничена Эрзинджан-Хой-Тебризским разломом. Выходы доюрского основания байкальской консолидации являются обломками или переработанными реликтами раздробленного переднего края Аравийской платформы [1]. Серией субширотных тектонических разломов мегазона делится на блоки-чешуи, образующие резко асимметричную внутреннюю структуру [4]. Между Армянской мегазоной и Аравийской платформой располагается Битлис-Ванское краевое поднятие, простирающееся в широтном направлении между озерами Ван и Урмия. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что породы фундамента краевого поднятия имеют позднепротерозойский возраст и являются аналогом кристаллических пород, подстилающих кембрийские отложения Ирана. Терригенно-карбонатная серия представлена тонкослоистыми мергелями и массивными известняками перми-триаса. В отличие от Аравийской платформы, в пределах Битлис-Ванского поднятия установ-

лены проявления каледонской перекристаллизации и раннегерцинского гранитного магматизма (325-351 млн. лет). Последние, по-видимому, являются отражением тектонических процессов, происходящих в Закавказской зоне, расположенной в палеозое к северу от Аравийской платформы [4, 8]. Повышенная щелочность гранитов по сравнению с подобными массивами Закавказья дает закономерный латеральный ряд [8]. Малокавказский отрезок Транскавказского поперечного поднятия сечет все вышеописанные структуры. Длительность развития и глубина заложения этой мощной структуры просвечиваются за весь фанерозойский период геотектонического развития региона и в северной орографии ограничиваются Битлис-Карским и Арарат-Арагацким разломами субмеридионального простирания, представляя собой мощную (от 100-120 до 180-200 км) полосу вулканических построений—вулканическую гряду [3, 4]. С развитием этой зоны связывается разуплотнение вещества верхней мантии и наблюдаемый мантийный поток гелия, а также размещение молодых магматических очагов в низах коры—верхах мантии [3].

К началу альпийского тектонического цикла между Зоной Южного склона Большого Кавказа и Эрзинджан-Севанским поясом располагалась область верхнепалеозойской, а к югу от него—область эпибайкальской консолидации. Граница между Евразией и Аравией проходила по Эрзинджан-Севанскому поясу, которая рассматривается нами как зона рифтогенеза, заложившая океанический бассейн Мезотетис. Процессы верхнепалеозойского тектогенеза, как уже было отмечено, проявились на Битлис-Ванском поднятии в виде позднегерцинского магматизма, а к северу от Закавказского массива они отсутствуют. В прогибе Зоны Южного склона Большого Кавказа в течение всего палеозоя (с девона) и триаса сохранялся геосинклинальный режим с преобладанием морских терригенных формаций значительной мощности. Палеозойский метаморфизм и магматизм полностью отсутствуют [10]. На этом фоне мегантиклинорий Большого Кавказа представляет собой устойчивое поднятие с начала позднего палеозоя. Образования нижней и частично средней юры имели локальное развитие и на общий геотектонический режим не влияли.

В конце триаса (средний-верхний триас) в условиях растяжения, охватившего всю территорию Альпийского складчатого пояса, начинается преимущественно одностороннее распарывание шовной полосы и расхождение краев разновозрастных гранито-метаморфических плит Евразии и Аравии при одновременном разламывании и горизонтальном перемещении на юг фронтального края Аравийской плиты и формирование резко асимметричного Малокавказского рифта. Рифтогенезу подверглась континентальная кора доюрского основания [9].

В течение мезо-кайнозоя происходит интенсивный дифференцированный зональный процесс прогибания и формирование мощных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных толщ с волнообразной миграцией бассейна прогибания от оси Малокавказского рифта при средней амплитуде от 6—7 до 10 тыс. м. Юрский прогиб (Сомхето-Карабахская или Вирайюц-Карабахская зона) формируется в условиях островодужного геодинамического режима на фронтальном краю верхнепалеозойской Закавказской зоны, о чем свидетельствуют выходы-станции доюрского основания верхнепалеозойской консолидации. В мелу-палеогене бассейн прогибания мигрирует к северу (Аджаро-Триалетская зона) и гасится на Дзирульском поднятии. Последнее проявилось себя как краевое поднятие

с образованием субплатформенных карбонатных пород мощностью до 1,5 км [7]. Все сравнительно крупные выходы (сбломки-останцы) доюрского фундамента (Храм, Лок) также проявили себя как срединные массивы. За Дзирульским барьером зона Южного склопа Большого Кавказа после кратковременного поднятия в конце триаса — начале юры (возможно, запоздалое проявление верхнепалеозойского тектогенеза Закавказской зоны), с синеюра вновь вовлекается в прогибание с образованием мощных геосинклинальных формаций и инверсией геотектонического режима в конце байоса-бата. Флишевая формация имеет возраст верхняя юра—палеоген [10]. Интересно отметить, что мощность мезо-кайнозойских отложений составляет 10—14 км, а мощность средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений не превышает 3,5—4 км [2]. Следовательно, прогиб Южного склопа Большого Кавказа в течение фанерозоя прошел все стадии геосинклинального развития и относится к структурам унаследованного развития [10]. Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что к северу от Эрзинджан-Севанского пояса признаков крупных горизонтальных перемещений в альпийском периоде не устанавливается.

Фронтальный край Аравийской платформы (Присеванская или Севано-Ширакская зона) с формированием рифта вовлекается в прогибание с некоторым отставанием (за исключением Капанского сектора), по-видимому, вызванным трудной податливостью к дроблению и переработке докембрийского фундамента. После замыкания рифта откатанная волна прогибания в палеогене и неогене поэтапно мигрирует на юг (Армянская и Приараксинская зоны) и гасится на Битлис-Ванском поднятии. Наиболее крупным выходом фундамента является Арзаканский массив, испытавший геоантиклинальный режим развития в течение всего фанерозоя (автохтон). Характерной чертой Армянской мегазоны является формирование офиолитовых комплексов. Обнаружение ксенолитов метаморфических пород в габброидах убедительно свидетельствует о том, что основные породы офиолитовой ассоциации рифтовой зоны внедрились в гранито-метаморфическую оболочку, т. е. в кору континентального типа. Возраст габброидов этими же исследованиями датируется как среднеюрский [9].

Развитие офиолитовых ассоциаций (с конца поздней юры-неокома до альба-верхнего сенона) к югу от Эрзинджан-Севанского пояса, возможно, вызвано тем, что к северу от этого пояса происходила волнообразная миграция бассейна прогибания, а к югу же происходило поэтапное разламывание фронтального края Аравийской плиты при преимущественно одностороннем распарывании шовной полосы и возникновении мантийных разломов в процессе рифтогенеза. Мы допускаем, что в течение юры-мела на фоне планетарных движений на пересечении Транскавказского поперечного поднятия с Малокавказским рифтом зарождается автономный механизм тектогенеза (мантийный диапир?), способствовавший формированию офиолитового комплекса и приведший к интенсивному проявлению вулканоплутонических и геотектонических процессов [3, 4].

В конце мела-палеоцена в условиях коллизии плит и активизации автономного тектогенеза имели место замыкание рифта с формированием крупных тектонических разломов, чешуйчатых структур и изменение соотношения структурно-формационных зон, т. е. развитие процессов, приведших к значительному искажению первичных (материнских) геотектонических структур [9]. Имеются геологические, биогеографические и палеомагнитные данные, свидетельствующие о том, что мезозойский рифт закрылся в раннем сеноне, а максимальная ши-

рина рифта по юрскому меридиану не превышала 500—600 км [6]. Система субпараллельных разломов (чешуйчатых надвигов, взбросов и сбросов) наиболее отчетливо прослеживается к востоку от Транскавказского поднятия и зажата между Агстев-Разданским и Аракс-Куринским разломами северо-восточного простирания. Развитие этих структур к югу от Эрзинджан-Севанского пояса обусловлено тем, что в условиях коллизии плоскостями перемещения служили глубинные (мантийные) палеоразломы, формировавшиеся в условиях растяжения и разламывания фундамента. При этом северный мегаблок (Закавказская зона) проявил себя как монолитный и относительно жесткий штамп.

На позднеорогеном этапе резко активизируется Транскавказское поднятие, что выражается в интенсивном проявлении молодого вулканизма, контрастности современных движений, а также высокой сейсмической активности региона. Эти процессы как бы «разорвали» целостность структуры Малого Кавказа и под плащом молодого вулканизма скрыли древние структуры и их реликты.

Таким образом, в основе предлагаемой рабочей модели Малого Кавказа лежат представления о гетерогенном строении его доюрского основания и резко асимметричный характер проявления альпийской геодинамики в пределах активных микроплит. Эрзинджан-Севанский пояс рассматривается как зона рифтогенеза, заложившая океанический бассейн Мезотетис (средний-верхний триас—ранний сенон). К северу от зоны рифтогенеза в мезо-кайнозойе на фронтальном краю Евразии происходит интенсивный дифференцированный зональный процесс с волнообразной миграцией бассейна прогибания, а к югу же происходит поэтапное разламывание докембрийского фронтального края Аравийской плиты при преимущественно одностороннем распарывании шовной полосы и возникновении мантийных разломов, что в последующем и определяет геодинамическую позицию офиолитовых поясов Малого Кавказа. Допускается, что в течение юры-мела на фоне планетарных геодинамических процессов на пересечении Транскавказского поперечного поднятия с Малокавказским рифтом зарождается автономный механизм тектогенеза (мантийный диапир), приведший к интенсивному проявлению вулкано-плутонических и геотектонических процессов. После замыкания рифта в палеогене и неогене волна прогибания (откатанная волна) мигрирует на юг и гасится на Битлис-Ванском поднятии.

В последующих исследованиях будет охарактеризована природа автономного механизма тектогенеза активных плит

Армянский научно-исследовательский и  
проектный институт цветной металлургии

Поступила 6.VII.1994

г. Ереван

Պ. Գ. ԱՐՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԱՂՊԻԱԿԱՆ ԳԵՈԴԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ՄՈԴԵԼԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Փոքր Կովկասի ալպիական գեոդինամիկայի նոր մոդելի հիմքում ընկած են Ալպիական ծալքավոր գոտու Փոքր Կովկասյան շրջանի միչալպիական հիմքի հետերոգեն կառուցվածքի պատկերացումները: Ենթադրվում է, որ էրզինջան-Սևանյան գոտու երկայնքով, ուֆտատաջացման սկզբնապա-

հին, հյուսիսում տեղաբաշխված է եղել վերինպալեոզոյան կոնսոլիդացիայի Անդրկովկասյան զոնան, իսկ հարավում՝ մինչքեմբրյան կոնսոլիդացիայի Հայկական մեգազոնան, այսինքն, բացառվում է Անդրկովկասյան զոնայի պատկանելիությունը հետբայկալյան պլատֆորմային որպես պերիզոնզվանյան եզրային բարձրացում:

Ռիֆտային դոտու բացվածքի առաջացումը տեղի է ունեցել միջին-վերին տրիասում Եվրազիայի և Արաբիայի տարբեր հասակի գրանիտա-մետամորֆային սալերի կցման կարի բացման և նրանց ծայրամասերի հեռացման հետևանքով: Հնդ որում տեղի է ունեցել միակողմանի բացում, որն արտահայտվել է Արաբական սալի ճակատային եզրի ինտենսիվ կոտրումամբ և դեպի հարավ հորիզոնական տեղաշարժմամբ, իսկ հյուսիսում կատարվել է էվզեոսինկլինալային ճկվածքի ալիբաձև միգրացիա: Յուրայի-կավճի ընթացքում, պլանետար շարժումների ֆոնի վրա, Փոքր կովկասյան մարզում ծնունդ է առնում տեկտոգենեզի ավտոնոմ մեխանիզմ (մանտիային դիապիր), որի հետևանքով տեղի են ունեցել հրաբխա-պլուտոնիկ, մագմատիկ և գեոտեկտոնական գործընթացներ:

Կավճի վերջում-պալեոգենում, տեղի է ունենում ուրիշ փակումը (վաղ սենոն) և խոշոր տեկտոնական խզումների, թեփուկային ստրուկտուրաների ձևավորում և ստրուկտուրա-ֆորմացիոն գոտիների հարաբերակցության փոփոխություն, այսինքն, զարգանում են պրոցեսներ, որոնց հետևանքով էական փոփոխություններ են կրում առաջնային գեոտեկտոնական ստրուկտուրաները, ընդ որում հյուսիսային մեգաբլոկը (Անդրկովկասյան զոնա) հանդես է եկել որպես հարաբերական կոշտ պատնեշ:

Ուշ օրոգեն փուլում կտրուկ ակտիվանում է Տրանսկովկասյան բարձրացումը, որը արտահայտվում է երիտասարդ հրաբխականության արտավիժմամբ և ժամանակակից շարժումների կոնտրաստով:

P. ALOYAN

## THE MINOR CAUCASUS ALPINE GEODYNAMIC'S MODEL

### Abstract

The new Minor Caucasus Alpine geodynamic's model is based on the concept of heterogeneous structure of its pre-Jurassic foundation. The Erzin-djian—Sevan zone is considered to be the reeftogenesis zone, which was the cause of Mezo-Tetis ocean basin founding.

It is assuming that during the Jurassic-Cretaceous Epoch on the background of a planetary movement in the bowels of the Transcaucasian transversal rising (in the point of the intercection with the Minor Caucasus reeft) the autonomous tectogenezis mechanism is conceived.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. 36, № 4, с. 26—39.
2. Адамия Ш. А. Докюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1968, 294 с.

3. Алоян П. Г. Структурное положение Транскавказского поперечного поднятия в системе Малого Кавказа. Ереван: Научн. Тр. Армипроцветмет. 1991, с. 34—39.
4. Алоян П. Г. Основные геотектонические элементы Малого Кавказа. Ереван: Научн. Тр. Армипроцветмет. 1991, с. 26—33.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Возрастное расчленение вулканических и интрузивных образований Армянской ССР.—В кн. Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 34—46.
6. Баженов М. Л., Буртман В. С., Цыганова А. И. К реконструкции мезозойского Тетиса на Кавказе.—Геотектоника. 1991, № 1, с. 48—58.
7. Башелеишвили Л. В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы.—Геотектоника. 1989, № 4, с. 77—86.
8. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, 211 с.
9. Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинская Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброндах офиолитового комплекса Малого Кавказа.—Геотектоника. 1980, № 6, с. 49—61.
10. Сомин М. Л., Белов А. А. К истории тектонического развития Зоны Южного склона Большого Кавказа.—Геотектоника, 1967, № 1, с. 77—82.
11. Хани В. Е., Рудаков С. Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии.—Геотектоника. 1991, № 4, с. 24—38.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 1, с. 8—13.

Ш. О. АМИРЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН, А. З. АЛТУНЯН

## ФАЦИАЛЬНО-ВОЗРАСТНЫЕ ГРУППЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРФИРОВ АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

На основании геологического положения, морфохарактера вновь обнаруженных тел, наличия в их эндоконтактах ксенолитов вмещающих пород выделяются три фациально-возрастные группы субвулканических порфиров: среднеюрские кварцевые дацитовые порфиры, риодациты, плагиориолиты, верхнеюрско-нижнемеловые кварцевые андезиты, риолитовые порфиры и среднеэоценовые риолитовые порфиры, кварцевые андезиты. Они иногда имеют эффузивные аналоги, которые подвергнуты гидротермальным изменениям и содержат халькопиритовую, сфалерит-галенитовую минерализацию.

В геологическом разрезе как Алавердского, так и Кохбского рудных районов среди трех основных формационно-возрастных комплексов (нижне-среднеюрского, верхнеюрско-нижнемелового и эоценового возрастов) встречаются кварцевые дацитовые порфиры (кварцевые плагиопорфиры, кварцевые андезиты, риолитовые порфиры), которые в разное время и с разной детальностью описаны многими поколениями геологов.

Однако вопросы их четкой фациальной расчлененности, условий залегания и возраста до настоящего времени не получили своего полного и окончательного решения. Интенсивное гидротермальное изменение, затушевывавшее первичное строение и залегание, а также наличие тектонических подвижек по контактам их с вмещающими и перекрывающими образованиями в значительной степени затруднили решение указанных вопросов. Поэтому целью настоящей статьи является обоснование существующих точек зрения о фациально-возрастном расчленении субвулканических кварцевых дацитовых порфиров Алавердского антиклинория новыми данными. В частности, приводится четкое фациально-возрастное расчленение субвулканических порфиров, закартированы и описаны новые выходы верхнеюрско-нижнемеловых кварцевых андезитов и риолитовых порфиров, что поможет выяснению ряда вопросов геологического развития и металлогении исследованной области.

3. Алоян П. Г. Структурное положение Транскавказского поперечного поднятия в системе Малого Кавказа. Ереван: Научн. Тр. Арминпроцветмет. 1991, с. 34—39.
4. Алоян П. Г. Основные геотектонические элементы Малого Кавказа. Ереван: Научн. Тр. Арминпроцветмет. 1991, с. 26—33.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Возрастное расчленение вулканических и интрузивных образований Армянской ССР.—В кн. Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 34—46.
6. Баженов М. Л., Буртман В. С., Цыганова А. И. К реконструкции мезозойского Тетиса на Кавказе.—Геотектоника. 1991, № 1, с. 48—58.
7. Башелеишвили Л. В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы.—Геотектоника. 1989, № 4, с. 77—86.
8. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, 211 с.
9. Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинская Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброндах офиолитового комплекса Малого Кавказа.—Геотектоника. 1980, № 6, с. 49—61.
10. Сомин М. Л., Белов А. А. К истории тектонического развития Зоны Южного склона Большого Кавказа.—Геотектоника, 1967, № 1, с. 77—82.
11. Хаин В. Е., Рудаков С. Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии.—Геотектоника. 1991, № 4, с. 24—38.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 1, с. 8—13.

Ш. О. АМИРЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН, А. З. АЛТУНЯН

## ФАЦИАЛЬНО-ВОЗРАСТНЫЕ ГРУППЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРФИРОВ АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

На основании геологического положения, морфохарактера вновь обнаруженных тел, наличия в их эндоконтактах ксенолитов вмещающих пород выделяются три фациально-возрастные группы субвулканических порфиров: среднеюрские кварцевые дацитовые порфиры, риодациты, плагиориолиты, верхнеюрско-нижнемеловые кварцевые андезиты, риолитовые порфиры и среднеэоценовые риолитовые порфиры, кварцевые андезиты. Они иногда имеют эффузивные аналоги, которые подвергнуты гидротермальным изменениям и содержат халькопиритовую, сфалерит-галенитовую минерализацию.

В геологическом разрезе как Алавердского, так и Кохбского рудных районов среди трех основных формационно-возрастных комплексов (нижне-среднеюрского, верхнеюрско-нижнемелового и эоценового возрастов) встречаются кварцевые дацитовые порфиры (кварцевые плагиопорфиры, кварцевые андезиты, риолитовые порфиры), которые в разное время и с разной детальностью описаны многими поколениями геологов.

Однако вопросы их четкой фациальной расчлененности, условий залегания и возраста до настоящего времени не получили своего полного и окончательного решения. Интенсивное гидротермальное изменение, затушевавшее первичное строение и залегание, а также наличие тектонических подвижек по контактам их с вмещающими и перекрывающими образованиями в значительной степени затруднили решение указанных вопросов. Поэтому целью настоящей статьи является обоснование существующих точек зрения о фациально-возрастном расчленении субвулканических кварцевых дацитовых порфиров Алавердского антиклинория новыми данными. В частности, приводится четкое фациально-возрастное расчленение субвулканических порфиров, закартированы и описаны новые выходы верхнеюрско-нижнемеловых кварцевых андезитов и риолитовых порфиров, что поможет выяснению ряда вопросов геологического развития и металлогении исследованной области.

Таким образом, на основании геологического положения, морфо-характера вновь обнаруженных тел, их петрографо-петрохимических особенностей, а также наличия в эндоконтактах многочисленных ксенолитов вмещающих пород кварцевые дацитовые порфиры Алавердского антиклинория нами расчленяются на три фациально-возрастные группы:

I группа—нижне-среднеюрские кварцевые дацитовые порфиры, риодациты, плагиориолиты и кварцевые кератофиры, развитые в пределах Ахтальского, Шамлугского, отчасти Алавердского месторождений, а также в ущельях нижнего и среднего течения р. р. Ераванк, Глизнадзор и Аджир, в районах г. Воскесар, с. Негоц и др. (рис. 1).

Указанные образования по химическому составу близки к кварцевым дацитовым порфирам, риодацитам и плагиориолитам (табл. 1).

Сравнение петрографических и петрохимических параметров кварцевых дацитовых порфиров и кварцевых кератофиров показывает идентичность обеих пород. Отличаются они лишь тем, что в кварцевых дацитовых порфирах фенокристаллы кварца сравнительно крупнее и отсутствует флюидальная текстура.

Детальное картирование района показало, что кварцевые дацитовые порфиры, прорывая породы кошабердской свиты, отсутствуют среди кварцевых кератофиров, непосредственно и согласно налегающих на кошабердскую свиту.

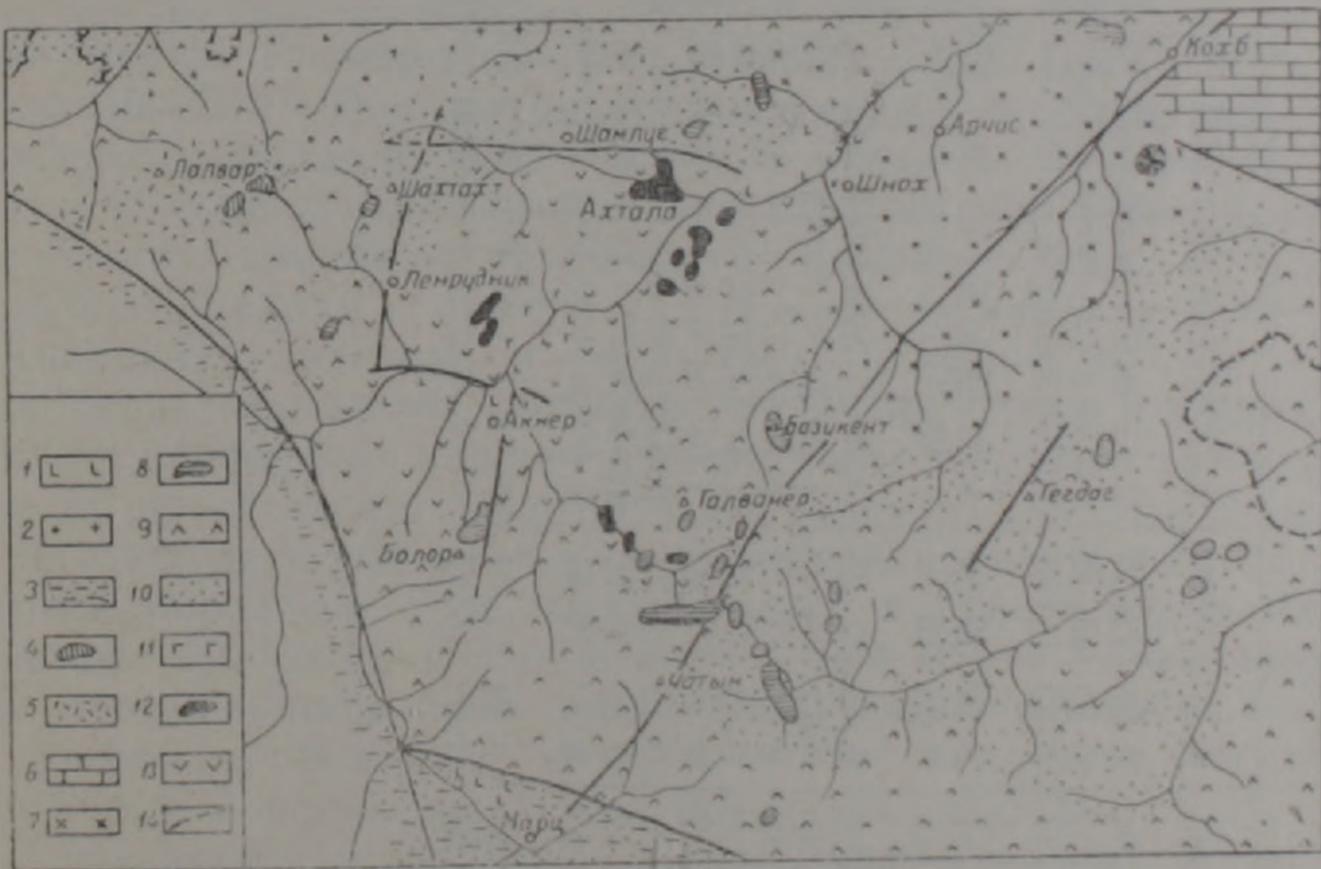


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Алавердского и Кохбского рудных районов. Условные обозначения: 1. Долеритовые базальты (верхний плиоцен). 2. Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты (средний эоцен). 3. Андезиты, андезиодациты, туфобрекчии, туфы, пемзано-глинистые сланцы и глины (нижний-средний эоцен). 4. Риолитовые порфиры, кварцевые андезиты (средний эоцен). 5. Пироксен—плагиоклазовые андезиты (верхний эоцен). 6. Известняки, известковые пемзачаники, туфы, туфопесчаники (верхний мел). 7. Тоналиты, кварцевые диориты (нижний мел). 8. Кварцевые андезиты, риолитовые порфиры (в. юра—н. мел). 9. Андезитовые, андезито-дацитовые порфириты и пироксен-плагиоклазовые базальты (в. юра—н. мел). 10. Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты (ср.—верх. юра). 11. Плагиограниты (ср. юра). 12. Кварцевые дацитовые порфиры, риодациты, плагиориолиты (ср. юра). 13. Базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые порфириты (нижн.—ср. юра). 14. Разрывные нарушения.

Химический состав кварцевых дацитовых порфиров Алавердского антиклинория

№ пп	Наименование	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	вт. п.п.	Σ	Автор, место взятия	
1	Кварцевый дацитовый порфир, риодацит	71.45	0.37	12.90	2.38	2.24	0.02	1.99	3.20	3.25	1.40	0.22	0.76	99.36	Зорбян С. А., Ахтала
2	Плагнориолит	75.94	0.25	12.63	2.12	0.90	нет	0.56	0.10	6.60	0.32	0.09	0.08	99.59	Алтунян А. З., Шамлуг
3	"	75.09	0.15	13.38	1.29	1.12	нет	0.47	0.34	4.92	2.70	0.08	0.71	100.26	Алтунян А. З., Ераванк
4	Кварцевый дацитовый порфир, риодацит	71.37	0.55	11.03	4.26	2.01	0.07	9.08	1.63	5.82	0.22	0.12	1.95	99.11	Казарян С. В., Негоц
5	Плагнориолит	74.61	0.11	19.60	1.62	0.56	0.04	1.50	1.90	4.10	1.30	0.09	1.30	100.83	Азизбекия М. С., Алжир
6	Кв. дацитовый порфир, риодацит	70.45	0.34	15.72	1.40	1.58	0.1	1.13	1.79	3.21	2.50	0.34	2.28	100.84	"
7	Кварцевый андезит	64.04	0.65	17.23	0.73	3.39	0.09	4.20	2.15	4.40	0.28	0.12	2.37	99.94	Азизбекия М. С., Воскепар
8	Риолитовый порфир	69.09	нет	16.07	4.29	0.28	сл.	1.61	1.53	5.80	0.60	0.16	1.34	100.77	Азизбекия М. С., Акнер
9	Кв. андезит	61.32	0.04	17.19	3.95	3.12	сл.	5.43	3.15	3.30	0.45	0.06	2.00	100.40	Азизбекия М. С., Дарк
10	"	61.45	0.43	17.47	2.47	4.82	0.15	3.72	2.48	3.19	0.65	0.26	1.24	99.24	"
11	"	60.62	0.37	15.23	3.07	5.39	0.11	5.18	3.96	3.29	1.50	0.01	1.92	100.67	Азизбекия М. С., Воскепар
12	Риолитовый порфир	71.21	0.13	13.24	0.37	1.98	нео.	1.68	нео.	4.40	1.40	0.02	1.16	100.77	"
13	Кв. андезит	64.00	0.32	18.12	п.обн	4.72	0.09	3.02	2.10	4.40	0.90	0.04	3.03	100.74	Азизбекия М. С., Чочкан
14	"	61.55	0.32	16.41	2.60	3.10	0.09	4.10	2.80	2.70	4.10	0.15	2.95	100.87	Азизбекия М. С., Ахтала-Шамлуг
15	Риолитовый порфир	71.35	0.24	17.64	0.81	1.13	0.09	1.33	2.90	4.00	1.30	0.20	0.05	100.12	р. н. г. Лалвар
16	"	71.05	0.09	16.47	0.05	8.98	1.16	1.52	0.54	4.20	3.30	0.17	0.32	99.80	"

Интересен и тот факт, что изотопный возраст кварцевых дацитовых порфиров и кварцевых кератофиров, по данным К/Аг изотопных измерений, идентичен и равен  $163 \pm 4$  млн. лет.

Рассматриваемые кварцевые дацитовые порфиры, риодациты, плагиориолиты и кварцевые кератофиры относятся к ниже-среднеюрскому магматическому комплексу на основании нижеследующих фактов и соображений:

а) Субвулканические тела кварцевых дацитовых порфиров, риодацитов, плагиориолитов прорывают вулканы дебедской и кошабердской свит ниже-среднеюрского возраста, чем и устанавливается их нижний возрастной предел.

б) Дайки и субвулканические тела кварцевых дацитовых порфиров, риодацитов, плагиориолитов являются корнями излияний и интрузивными аналогами кварцевых кератофиров. Последние трансгрессивно перекрываются верхнебайосскими известняками и песчанистыми известняками, содержащими гальки кварцевых кератофиров эрозионного происхождения. Этим устанавливается верхний возрастной предел как доверхнебайосский (средняя юра).

II группа—верхнеюрско-нижнемеловые кварцевые андезиты и риолитовые порфиры, развитые в районах г. г. Шиштапа, Базикент, Саркут, Б. и М. Геогдаг, Чатын, Меркасар, Акнер, Каракая, в ущельях р. р. Воскепар, Корух, с. с. Кохб, Чочкан, Личкадзор (рис. 1), проявлены в виде отдельных обособленных рвущих тел прихотливой конфигурации. Размеры поверхностных выходов колеблются от 1—5—6 м<sup>2</sup> до 10—50 м<sup>2</sup>. Они по ряду характерных особенностей—типу псевдоморфоз, по вкрапленникам роговой обманки, порфировой микроструктуре, содержанию вкрапленности кварца напоминают андезитодацитовые кварцевые порфириты Барабатумской толщи Кафанского рудного района.

Кварцевые андезиты и риолитовые порфиры по петрографическим и петрохимическим особенностям очень схожи с кварцевыми дацитовыми порфирами ниже-среднеюрского возраста. Поэтому расчленение их представляет некоторые затруднения. Однако более детальное петрографическое их изучение показало некоторые отличия между этими породами. Они характеризуются сравнительно низкой кислотностью (60—64%) и содержанием К<sub>2</sub>О (0,28—1,5%). Наблюдается также обогащенность этих пород темноцветными минералами (пироксен, амфибол, биотит), которые почти полностью отсутствуют в аналогичных породах ниже-среднеюрского возраста.

Основанием для решения вопроса возраста этих пород нами, в основном, принимались геологические критерии—положение этих пород в геологическом разрезе. Если кварцевые дацитовые порфиры района Ахтальского месторождения распространены среди пород ниже-среднеюрских формаций и перекрываются верхней байос-батскими отложениями, то кварцевые андезиты указанного комплекса отчетливо прорывают фаунистически охарактеризованные отложения верхнего байоса (г. Дарк), бата (ущ. р. Воскепар, г. Шиштапа), келловея (ущ. Корух, г. Каракая) и вулканы верхнеюрско-нижнемелового возраста (г. г. Дарк, Геогдаг, Шиштапа, Базикент, Айранли, Галванерсар, ущ. р. Корух и др.).

Рассматривая вопрос возраста этих пород, отметим, что:

а) указанные образования прорывают вулканогенные и осадочные образования разного возраста—от пород дебедской и кошабердской свит до андезитовых порфиритов оксфорда. Отметим также, что

\*) Изотопный возраст определен в лаборатории геохронологии ИГиН НАН РА.

кварцевые дацитовые порфиры Ахтальского месторождения в своей западной эндоконтактовой полосе раздроблены и сцементированы кварцевыми андезитами следующего верхнеюрско-нижнемелового магматического комплекса, чем устанавливается нижний возрастной предел указанных пород как послекелловей—оксфордский;

б) кварцевые андезиты и риолитовые порфиры отсутствуют среди кислых эффузивов (дацитовых порфиров) как в междуречье Дебед-Агстев, так и в районе г. Шахтахт. Это обстоятельство дает основание предполагать, что последние являются интрузивными аналогами, или же корнями излияний кислых эффузивов верхнеюрско-нижнемелового возраста. Здесь кварцевые андезиты и риолитовые порфиры подвергнуты интенсивному ороговикованию, что выражено амфиболитизацией и биотитизацией. Аналогичное явление наблюдается на контакте Чочканского массива (ущ. Наатакадзор).

Вышеизложенное, а также данные изотопных измерений (117 ± 5 млн лет) дают основание утверждать, что указанные кварцевые андезиты и риолитовые порфиры не могут быть моложе нижнего мела.

III группа—средне-верхнеэоценовые риолитовые порфиры, кварцевые андезиты, развитые в районе г. Лалвар (рис. 1), были меньше изучены, чем образования двух предыдущих групп. Представлены они выходами прихотливой конфигурации среди вмещающих пород и макроскопически напоминают кварцевые дацитовые порфиры, риодациты Шамлугского месторождения. Они в низах разреза представлены мощной дайкой, которая вверх по разрезу переходит в силлообразное тело. Возраст этих пород устанавливается средне-верхнеэоценовым на основании следующих фактов. Нижний возрастной предел, как послесреднеэоценовый, определяется отчетливым прорыванием риолитовыми порфирами фаунистически охарактеризованных осадочных отложений среднего эоцена и налегающих на них вулканов, что же касается верхнего возрастного предела, то, по наблюдениям Г. А. Казаряна, Р. Л. Мелконяна, упомянутые риолитовые порфиры отчетливо прорываются Лалварской интрузией, что и дает основание с уверенностью установить их возраст как средне-верхний эоцен. В пользу этого говорят и установленные нами следующие факты: при приближении к интрузиву отчетливо проявляется зона закалки, а также ороговикование по эндоконтактовой полосе риолитовых порфиров. Это указывает на то, что они формировались до внедрения Лалварской интрузии и, вероятно, являются корнями излияний или субвулканическими разновидностями эффузивных риолито-дацитов средне-верхнеэоценового магматического комплекса. О более древнем возрасте риолитовых порфиров и кварцевых андезитов относительно Лалварского интрузива говорят также определения изотопного возраста (лалварские гранитоиды  $37 \pm 2$  млн лет, а риолитовые порфиры  $43,4 \pm 1,7$  млн лет).

Все вышеизложенное сводится к тому, что в пределах Алавердского антиклинория наряду с существующими мнениями, нами выделяются три фацально-возрастные группы дацитовых порфиров: среднеюрские кварцевые дацитовые порфиры, риодациты, плагиориолиты, верхнеюрско-нижнемеловые кварцевые андезиты, риолитовые порфиры и средне-верхнеэоценовые риолитовые порфиры, кварцевые андезиты. Они в геологическом разрезе исследованной области участвуют в виде субвулканических тел, при этом иногда имея свои эффузивные аналоги. Выделенные три фацально-возрастные группы субвулканических порфиров хорошо коррелируются с тремя тектоно-магматическими циклами, четко наблюдаемыми в пределах Алавердского антиклинория.

Следует отметить также, что указанные субвулканические породы всех трех групп вдоль разрывных нарушений гидротермально изменены и несут халькопиритовую, сфалерит-галенитовую минерализацию.

Говоря о роли субвулканических порфиров в образовании и размещении сульфидного оруденения и его возрасте, следует отметить, что выделенные фациально-возрастные группы порфиров секутся и замещаются рудной минерализацией, а на Шамлугском месторождении секутся дайками диабазов и порфиров, которые в свою очередь секутся рудными телами. Все это указывает на более молодой возраст (послеюрский) медного и полиметаллического оруденения Туманянского и Кохобского рудных районов.

Институт геологических наук  
ИАН РА

Поступила 20 IV 1994

Շ. Շ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Մ. Ս. ԱԶԻԶԲԵԿԻԱՆ, Ա. Զ. ԱԼՏՈՒՆՅԱՆ

ԱՎԱՎԵՐԴԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՍՈՒԲՎՈՒԿԱՆԻԿ ԱՊՐՖԻՐՆԵՐԻ  
ՖԱՑԻԱԼ ԶԱՍԱԿԱՅԻՆ ԽՄԲԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Փաստացի նյութի վերլուծումը, նոր հայտնաբերված մարմինների երկրաբանական դիրքը, մորֆոլոգիական առանձնահատկությունները, պետրոքիմիական կազմը, ինչպես նաև նրանց էնդոկոնտակտում պարունակող ապարների բեկորների սովորյալությունը թույլ են տալիս Ալավերդու անտիկլինորիումի սահմաններում առանձնացնել կվարցային դացիտային պորֆիրների երեք Ֆացիալ-հասակային խմբեր՝ ստորին-միջին յուրայի քվարցային դացիտային պորֆիրներ, ռիոդացիտներ, պլագիոռիոլիտներ, վերին յուրաստորին կավճի կվարցային անդեզիտներ, կվարցային անդեզիտներ, որոնք վերին էոցենի ռիոլիտային պորֆիրներ, կվարցային անդեզիտներ, որոնք ուսումնասիրված շրջանների երկրաբանական կտրվածքներում հանդիպում են սուբհրաբխածին մարմինների տեսքով և երբեմն ունեն իրենց էֆուզիվ տարրերակները:

Նման առաջացումների հայտնաբերումներն ընդլայնում են նշված հանքային շրջանների հեռանկարները և կարող են պարզել հանքայնացման հասակին վերաբերվող որոշ հարցեր:

SH. O. AMIRIAN, M. S. AZIZBEKIAN, A. Z. ALTOUNIAN

FACIES-AGE GROUPS OF SUBVOLCANIC PORPHYRIES  
OF THE ALAVERDI ANTICLINORIUM

Abstract

Basing on the geological position, the morphological character of newly found bodies and the presence of enclosing rocks' xenolites in their endocontacts, there are distinguished three facies-age groups of subvolcanic porphyries—the Middle Jurassic quartz dacite porphyries, rhyodacites, plagioryholites, the Upper Jurassic-Lower Cretaceous quartz andesites, rhyolite porphyries, and the Middle Eocene rhyolite porphyries and quartz andesites. Sometimes they have effusive analogues, which are subjected to hydrothermal alterations and chalkopyrite and sphalerite-galenite mineralization.

А. Х. МНАЦАКАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

## ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ТИПИЗАЦИЯ ЦЕОЛИТОЛИТОВ ШИРАКСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РА

Аутигенное минералообразование в риолит-дацитовых туфах пепловых потоков носит избирательный характер и наложено на различные по составу и размерности фрагменты вулканического стекла. Главными геолого-вещественными типами цеолитолитов являются клиноптилолитовые, морденитовые, анальцимовые и смешанные породы. Они различаются по величине Si/Al, соотношению окислов двухвалентных и одновалентных катионов при постоянном преобладании  $K_2O$  в сумме щелочей.

### Геология

Площадь распространения цеолитолитов охватывает Ахурянский, Амасийский, Ашоцкий районы РА и расположена в контуре Севано-Ширакской структурно-формационной зоны. На севере она ограничена линией, соединяющей села Вардахпюр, Салут, Красар, Гоговит, Мумухан; на юге граница очерчивается по линии Крашен—Мец Сарнар—Кармакар—Кети—Капс, на востоке—по линии Дзорашен—Покр Сарнар—Мусаелян, на западе и северо-западе простирается до государственной границы.

Геологическое строение Севано—Ширакской зоны в разное время изучали К. Н. Паффенгольц [8], А. Т. Асланян [1], А. А. Габриелян [3], О. А. Саркисян [10], Р. Т. Джрбашян [2, 4, 5] и другие исследователи. По их данным, геологический разрез района представлен осадочными породами верхнего мела, осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями палеогена, миоцена и плиоцен-антропогена. Цеолитолиты локализованы в нижне-среднеэоценовой формации мощностью до 2000 м.

Толща цеолитизированных туфов является составной частью Ширакского блока, представляющего собой обращенную грабен-синклинальную структуру близширотного простирания [2]. С севера и юга этот блок ограничивается Северо-Базумским и Агстев-Памбакским разломами, подчиненными общему СЗ направлению структур Севано-Ширакской зоны. С запада и востока границы блока фиксируются Кечутским и Спитакским близмеридиональными разломами. В составе упомянутой вулканогенно-осадочной формации О. А. Саркисян [10] выделяет кетинскую и лусахпюрскую свиты нижнего-среднего эоцена и ширакскую свиту среднего эоцена («свиту слоистых туфогенов»). Именно в последней локализованы цеолитолиты Ширакской группы месторождений, поэтому ниже она рассматривается более подробно. Ширакская свита сложена преимущественно эксплозивным вулканическим материалом кислого состава—различной размерности туфами пепловых потоков, реже туфобрекчиями и игнимбритами риолитов, риодацитов и дацитов [5]. Эти породы многократно чередуются с пластами туфопесчаников, туфоалевролитов, содержащих существенную примесь переотложенной кислой пирокластикки. На разных стратиграфических уровнях свита просланывается известняками, кремнистыми породами, реже мергелями. Свита характеризуется общей зеленовато-серой, голубовато-зеленой окраской слагающих ее пород и четким слоистым, местами массивно-слоистым сложением. Отложения пепловых потоков в ее составе отвечают периодически повторяю-

щимся вспышкам взрывных явлений, сменяющихся относительным затишьем, с накоплением мелководных терригенных и карбонатных осадков и переывом пирокластик. В поле развития пепловых потоков ширакской свиты Р. Т. Джрбашяном [4] описаны некрупные ( $d=2,5$  км,  $h=0,2-0,3$  км) кольцевые и неполно-кольцевые вулканотектонические структуры (ВТС) с кальдерными оседаниями в вершинной части. Отложения ширакской свиты слагают основание ВТС и в некоторых пунктах прорываются дайкообразными и дугообразно-вытянутыми субвулканическими телами трахиандезитов и диоритпорфиритов верхнего эоцена. Во внутренних частях ВТС выступают центральные неки и купола риодацитов и риолитов, также связанные с позднеэоценовым вулканизмом [4]. Факт пространственной совмещенности указанных ВТС с полем среднеэоценовых пирокластических потоков предполагает возможность их генетической связи, если учитывать длительный характер развития подобных структур. Вместе с тем, несомненно, что первичные источники извержения пирокластических потоков (трещины, отдельные центральные жерла или их система) разрушены и структурно преобразованы более поздними вулканическими процессами и внедрением субвулканических тел. В разрезах ширакской свиты воссоздается лишь многократная смена интенсивности вулканических взрывов с преобладанием тонкообломочных фаций и антидромная (риодацит, риолит-дацит) эволюция состава извержений.

Первые сведения о наличии цеолитов в среднеэоценовых отложениях Севано-Ширакской зоны имеются в докладной записке И. С. Гузиева и Р. Х. Хабибулина (ВНИИгеолнеруд). С 1981 по 1988 гг. геологической партией ГУ СМ АрмССР, руководимой М. С. Апресяном, в Севано-Ширакской зоне проводились геологоразведочные и поисковые работы на цеолитовое сырье. В результате этих работ были околтурены Лернанцский, Камхудский и Азизбеков-Магараджурский участки и подсчитаны их запасы по категории  $C_2$ . В качестве первоочередного объекта разработки выдвигается СЗ фланг участка Лернанцк, находящийся в 12 км к северу от гор. Гюмри, в районе высоты Чатал (2130 м). Здесь выделен 41 пласт цеолитолитов, в том числе 17 пластов с суммарной мощностью 100—103 м, в которых содержание цеолитов составляет 50—80%. С 1983 г. систематическое изучение геологии и вещественного состава цеолитолитов Ширакского блока проводится в ИГН НАН РА авторами.

Площадь выходов изученных цеолитовых пород составляет около 250 кв. км. Выделяется ряд участков, разобобщенных выходами новейших отложений: в Ашоцком районе—Цогамарг, Торосгюх, Арпени, в Амасийском—Бандеван, Азизбеков, Магараджур, Огмик, в Ахурянском—Крашен, Кармракар, Кети, Лернанцк, Камхуд, Капс. Их литологические разрезы изучены И. Х. Петросовым.

### Петрография

Гранулометрическим методом проанализировано более 160 образцов цеолитолитов и монтмориллонитизированных туфов дацитриодацитов. Для всех образцов характерно низкое содержание фракции 0,1—0,01 мм. Цеолитолиты Ширакской группы относятся главным образом к алевритовой размерности. Содержание пелитовой фракции постепенно возрастает от цеолитизированных туфов к породам смешанного состава и затем—к монтмориллонитизированным туфам. В таком же порядке несколько возрастает карбонатность пород.

Петрографический состав туфов варьирует в узких пределах—от дацит-риодацитового до риолитового. Эти различия обычно чередуются в разрезах; на участках Кети, Горосгюх, Капс и Магараджур дацитовые и риодацитовые туфы в количественном отношении преобладают. В целом намечается приуроченность риолитовых туфов к средним горизонтам разрезов и смена их по вертикали дацитовыми. В отдельных случаях, однако, пелитовые различия риолитовых туфов устанавливаются и на верхних горизонтах разрезов (участки Кети, Магараджур, Лернанцк, Артени), где вновь сменяются дацитовыми различиями. Таким образом, при наблюдаемой многократной смене состава извержений выдерживается антидромная последовательность. Такие соотношения скорее указывают на существование отдельных одновременно действующих вулканических жерл, поставлявших на поверхность в различной степени дифференцированный взрывной материал с завершающими выбросами пирокластичности дацитового состава.

Общими для всех изученных туфов признаками являются преобладание алевритовых различий, высокое содержание фрагментов газонасыщенного вулканического стекла, наличие неизмененных свежих порфирокластов и редкая встречаемость чужеродных обломков, устанавливаемых лишь в игнимбритах. Риолитовые туфы существенно отличаются от дацит-риодацитовых базокварцевым составом связующей массы и раскристаллизацией промежуточной стекловатой пыли в крипто-микрофельзитовый, местами пойкилитовый кварц-полевошпатовый агрегат, несколько затушевывающий первичную пепловую структуру. Это особенно характерно для спекшихся различий и указывает на процесс медленного охлаждения вязкого риолитового стекла в пепловом потоке.

Петрографические особенности позволяют отнести изученные туфы к «туфам пепловых потоков» по [9] и разделять их на два генетических типа: 1) туфы, сложенные «пеплом течения» (литокристаллолитокластические псаммитовые различия и игнимбриты) и 2) туфы, сложенные «пеплом выпадения» (кристаллолитокластические алевритовые и пелитовые различия). Аналогичные типы ранее были выделены авторами и на Ноемберянском месторождении цолитолитов [7]. Образование этих туфов связывается с взрывами вспученной стекловатой магмы риодацит-риолитового состава, которая благодаря сильной газонасыщенности изначально характеризовалась неоднородностью различных струй и фрагментов стекла и различным характером распределения газовой фазы [9]. Первый генетический тип имеет в пределах Ширакского блока ограниченное распространение и отвечает фациям, расположенным вблизи вулканического центра или связанным с наиболее мощными взрывными явлениями, которые приходятся на средний этап формирования ширакской свиты. Механизм их образования предполагает сохранение тепла и летучих в потоке и переход пепловых частиц в пластичное состояние со свариванием их контактов. Второй генетический тип резко преобладает и отвечает наиболее удаленным от источника извержений фациям или фиксирует сравнительно слабые взрывы, ритмично проявляющиеся на всем длительном этапе формирования ширакской свиты. Материал, из которого состоят эти туфы, испытал сильное охлаждение и дегазацию в момент извержения и осаждался в виде самостоятельных прослоев или смешивался с терригенным материалом.

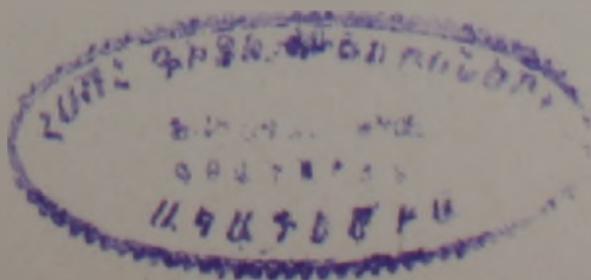
Переходя к рассмотрению поздних аутигенных преобразований описываемых туфов, отметим, что они проявлены во всех различиях

и практически не нарушают их первичного структурного облика, т. е. замещение и последующая кристаллизация новых минералов происходят без заметного перемещения границ обломков. Вторичное минералообразование имеет избирательный характер и наложено почти исключительно на витрокластикку—метастабильную стекловатую фазу, обладающую исходными различиями состава. Выделяются следующие ее типы.

I. Пепловые осколки и черепки, перлитовые обломки отвечают вспученному пузыристу стеклу, обогащенному кремнеземом, щелочами и летучими, в частности, водой. В дацитовых и риодацитовых туфах они преимущественно замещаются клиноптилолитом или морденитом, в риолитовых туфах—главным образом морденитом. II. Обломки пемзы и пенистого стекла, так же как и промежуточная стекловатая пыль в связующей массе, имеют более основной состав и замещаются крипто-тонковолокнистым монтмориллонитом или его тонкоагрегатной смесью с другими минералами. Это особенно выражено в дацитовых и риодацитовых туфах. III. Обломки вязкого стекла, часто встречающиеся в риолитовых туфах, практически лишены пор и обнаруживают сферолитовую раскристаллизацию в агрегаты халцедона.

Морфология и последовательные стадии формирования аутигенных минералов иллюстрируются зарисовками (рис. 1). Прослеживаются по крайней мере две стадии преобразования первичного материала туфов.

На I стадии образуется каемка кристоллических, тонкоигольчатых, реже аксиолитовых агрегатов клиноптилолита (морденита), ориентированных перпендикулярно к стенкам пепловых осколков; иногда они прорастают осколки насквозь. Одновременно промежуточная стекловатая пыль и пемза вдоль тонких волосовидных пор замещаются тонкоагрегатным криптокристоллическим монтмориллонитом, образующим также четкие каемки по внешним контактам витрокластов (рис. 1, А, Б, Г). Этот процесс отражает сравнительно раннюю стадию кристаллизации и одновременное возникновение на различных субстратах множества кристоллических центров. Для пеплитовых разностей туфов она оказывается единственной. На II стадии кристаллизации после растворения первичного стекла происходит рост кристаллов новых минералов в свободной полости и формируются сложные псевдоморфозы по витрокластам. В крупных черепках стекла и в его нераспавшихся шариках за каймой тонковолокнистого цеолита—I следуют хорошо образованные призматические кристаллы и тонкие друзы клиноптилолита—II (рис. 1, А, Б, В); из отдельных точек на стенках обломков разрастаются его радиально-лучистые агрегаты (рис. 1, В, Г). За счет поступления по контактам обломков новых порций вещества из поровых растворов образуются также характерные агрегаты пренита и селадонита (рис. 1, Б, В, Г); в риолитовых туфах развиваются полусферы халцедона и кварца, промежутки которых заняты цеолитовым (морденитовым) агрегатом (рис. 1, Е). В неоднородных, параллельно-полосчатых фрагментах пемзы по различным струям стекла образуются цеолиты, селадонит и монтмориллонит (рис. 1, А, Г). В перлитовых обломках внутренние зоны «луковиц» замещаются морденитом (или опалом), а по периферии, вдоль округлых трещин, развиваются агрегаты селадонита или халцедона, ассоциирующиеся с опалом (рис. 1, Д). В риолитовых игнибригах вдоль полос псевдофлюидальности развивается пластинчато-волокнистый высокодвупреломляющий монтмориллонит, реже иддингсит; заключенные в этих полосах четковидно-ориентированные свет-



лые округлые включения и фрагменты пузыристого стекла замещаются изотропным цеолитом (по-видимому, анальцимом) (рис. 1, Д). В связующей массе дацитовых и риодацитовых туфов на II стадии за счет перекристаллизации формируются комочки и глобулы сферолито-

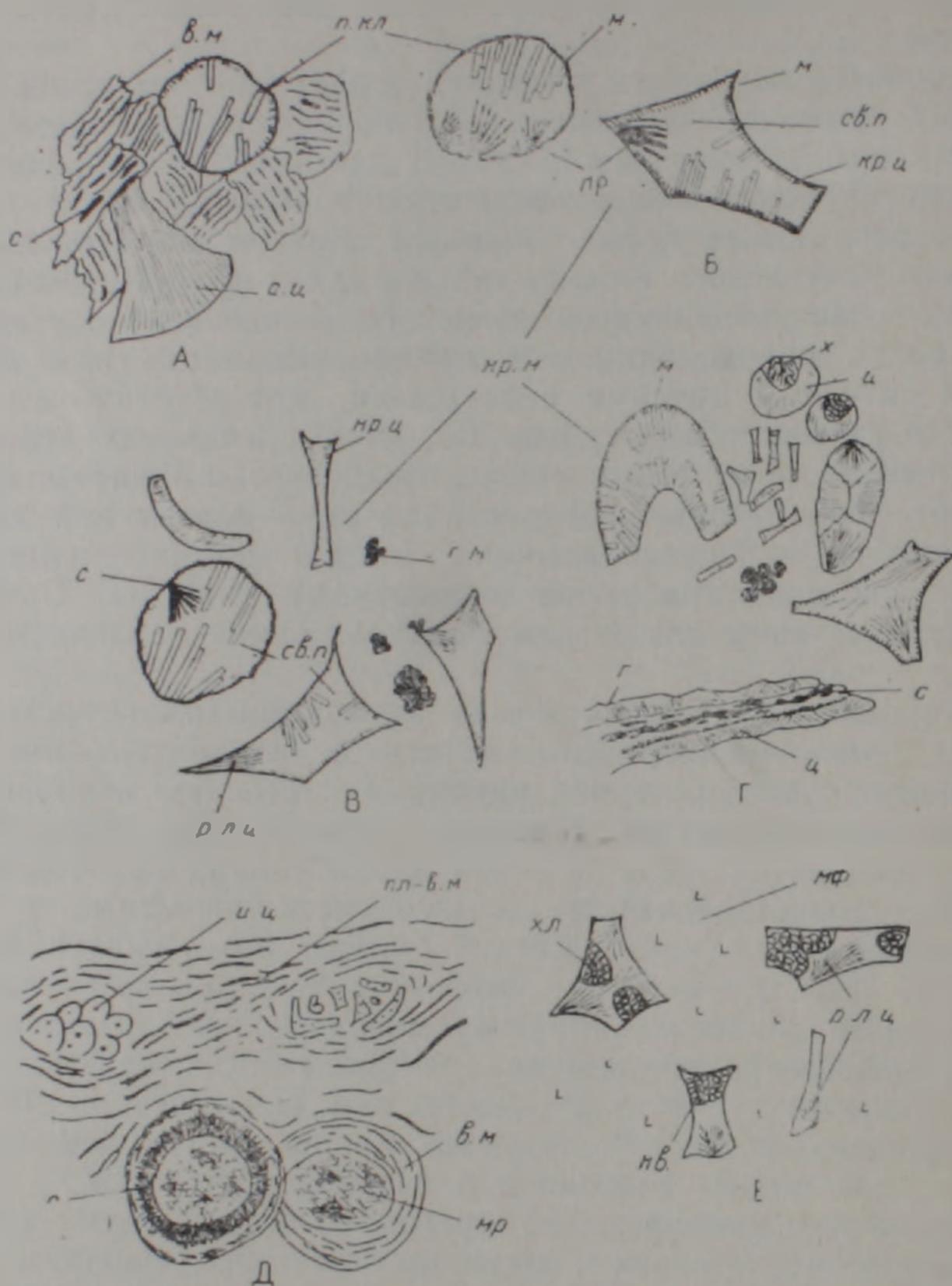


Рис. 1. Морфология новообразованных минералов и характер замещения в различных типах туфов Ширакской группы месторождений. А—Литокристаллолитокластический туф дацитового состава псаммитовой размерности. Б—Кристаллолитокластический туф дацитового состава псаммитовой размерности. В—Кристаллолитокластический туф дацитового состава алевритовой размерности. Г—Витрокластический туф дацитового состава алевритовой размерности. Д—Литокристаллолитокластический туф риолитового состава псефито-псаммитовой размерности. Е—Витрокластический туф риолитового состава алевритовой размерности. Сокращения: кр. м.—криптокристаллический монтмориллонит—I в связующей массе; в. м.—волоконистый монтмориллонит по трубчатым порам в обломках пемзы; м.—кайма монтмориллонита вокруг непловых обломков; г. м.—глобулы монтмориллонита—II; х.—хлорит; г.—гидрослюда; с.—селадонит; пр. кл.—призматический клинофиллит—II; кр. ц.—криптокристаллический цеолит—I; р. л. ц.—агрегаты радиально-лучистого цеолита; а. ц.—аксиолиты цеолита; мр—морденит; хл.—сферолитовые агрегаты халцедона; кв—кварц; мф—микрофельзитовый агрегат связующей массы; св. п.—свободная полость.

вого монтмориллонита, крупночешуйчатые агрегаты селадонита и зонально-концентрические выделения хлорита или гидрослюда, а также мелкокристаллический кальцит. В связующей массе риолитовых туфов развивается вторичное окварцевание с разрастанием «глазков» и жилков кварца и кальцита.

Установленные две стадии преобразования изученных туфов можно отнести соответственно к диагенетической и начальной катагенетической. Для первой из них характерна начальная слабая индивидуализация новообразованных минералов; вторая является стадией прогрессивной кристаллизации и возникновения новых фаз, связанных с сохранением активности кремнезема,  $K_2O$ ,  $MgO$  и  $CaO$  в поровых растворах.

Характерные парагенетические ассоциации новообразованных минералов: для дацитовых и риодацитовых туфов—клиноптилолит + монтмориллонит + гидрослюда (селадонит) + хлорит + пренит + морденит + анальцит ± кварц + кристобалит ± кальцит; для риолитовых туфов—морденит + монтмориллонит + гидрослюда (селадонит, идингсит) + опал (халцедон) + клиноптилолит ± анальцит + кварц + кристобалит ± кальцит.

### Минералогия

Минералы в цеолитолитах и ассоциирующихся с ними осадочных породах генетически неоднородны и разделяются на ортомагматогенные, седиментационные и диагенетические. К последним авторы относят минералы, формирование которых охватывает стадию диагенеза и раннего катагенеза. В особую группу выделяются минералы гидротермального происхождения (кристаллический кварц, кальцит, агат, цеолиты и др.), имеющие на площади развития цеолитолигов ограниченное распространение. Появление цеолитов в указанной ассоциации может рассматриваться как пример конвергентности при формировании цеолитовых фаций.

Ортомагматогенные минералы представлены кислым плагиоклазом, кварцем, авгитом, гиперстеном, амфиболом, биотитом, апатитом, цирконом, магнетитом, ильменитом + хромитом, вулканическим стеклом. К седиментационным минералам относятся опал, халцедон, кристобалит, кальцит, к диагенетическим—цеолиты, монтмориллонит, хлорит, пренит, селадонит, гидрослюда IM, целестин, пирит, гидроокислы железа.

Содержание тяжелой фракции в изученных цеолитолитах колеблется от 0,08 до 2,55% объема породы. Наиболее распространенными минералами этой фракции являются: пироксены (3,5%), амфиболы (0—1%), биотит (0—1%), апатит (0—0,5%), циркон (0,1—1%), магнетит (5—7%), ильменит + хромит (2—10%), пирит (0—5%), барит + целестин (0—1%), гидроокислы железа (20—80%). Состав легкой фракции: цеолитизированное вулканическое стекло и литокласты (70—100%), глинистые минералы (6—8%), плагиоклаз (5—10%), кварц (0—6%), биотит (0—3%), опал + халцедон (1—5%), хлорит (0—1%), неизмененные витрокласты (0—10%).

Ниже приводится более подробное описание минералов цеолитовой группы, которые, по данным гранулометрии, петрографии и минералогии, концентрируются в основном в алевритовой, отчасти и пелитовой фракциях.

*Клиноптилолит* является одним из двух наиболее распространенных цеолитов, образуя высокие концентрации главным образом в дацитовых и риодацитовых туфах. На рентгенограммах (табл. 1) фикс-

Таблица 1

Результаты рентгеновского анализа фракций 0,01 мм цеолитолитов  
Ширакской группы месторождений

Цеолитолит клиноптило- литовый		Цеолитолит морденито- вый				Цеолитолит аналци- мовый		Цеолитолит сме- шанного сос- тава			
Обр. 2, Кети		Обр. 6 Ia, Ухта ар		Обр. 9, Ма- гараджур		Обр. 1, Арпени		Обр. 7, Азибгков		Обр. 1, Капс	
l	d n	l	d n	l	d n	l	d n	l	d n	l	d n
1	14.6	7	9.01	5	13.5	3	13.5	1	7.04	4	15.5
8	9.01	2	7.90	3	9.01	3	9.01	5	5.57	4	9.01
3	7.73	3	7.09	3	6.55	3	6.53	2	4.84	2	7.9
3	6.68	3	5.23	3	5.78	2	5.78	2	4.49	2	6.77
3	6.53	2	5.10	3	4.52	4	4.49	6	4.25	1	6.05
2	5.51	3	4.68	5	4.25	5	4.25	1	3.93	1	5.80
4	5.21	3	4.51	4	3.96	5	3.97	3	3.78	2	5.26
4	5.05	3	4.24	3	3.78	4	3.78	2	3.67	2	5.0
4	4.63	5	4.04	6	3.48	2	3.61	2	3.62	2	4.65
3	4.32	10	3.95	5	3.39	6	3.46	7	3.42	3	4.50
3	4.25	4	3.46	10	3.34	10	3.34	10	3.34	1	4.36
10	3.92	3	3.39	6	3.22	7	3.21	4	3.21	6	3.98
5	3.89	5	3.33	3	2.996	2	3.08	3	2.99	1	3.83
2	3.75	5	3.20	6	2.897	3	2.997	5	2.91	1	3.76
2	3.65	7	3.17	2	2.763	4	2.897	4	2.926	2	3.64
3	3.53	2	3.11	3	2.574	2	2.598	2	2.79	3	3.48
4	3.40	4	2.978	2	2.521	3	2.570	2	2.73	3	3.42
7	3.32	2	2.937	3	2.455	3	2.511	3	2.68	10	3.34
3	3.21	2	2.792	3	3.2.8	4	2.453	3	2.57	2	3.22
4	3.15			3	2.127	3	2.277	3	2.49	3	3.18
3	3.11			3	1.817	2	2.231	4	2.453	2	3.08
7	2.98			2	1.796	2	2.163	4	2.277	3	2.99
4	2.785			2	1.670	2	1.876	3	2.231	2	2.794
1	2.509			3	1.542	4	1.817	3	1.903	1	2.749
3	2.526					3	1.792	5	1.816	1	2.520
3	2.415					3	1.540	3	1.670	3	2.455
1	2.339							2	1.588	2	1.130
2	1.055							4	1.540	3	1.817
										2	1.542

Анализы выполнены в ИГН НАН РА Э. Х. Хуршудян и Н. В. Ревазовой

сирует серия характерных рефлексов с  $d=8,9-9,0\text{Å}$ ,  $7,90\text{Å}$ ,  $6,65\text{Å}$ ,  $4,6\text{Å}$ ,  $3,98\text{Å}$ ,  $3,95\text{Å}$ ,  $3,48\text{Å}$ ,  $3,46\text{Å}$ ,  $3,40-3,39\text{Å}$ ,  $2,98\text{Å}$ . Кроме клиноптилолита, на этих рентгенограммах имеются отражения полевых шпатов, кварца, монтмориллонита, морденита и филлипсита. Кривые нагревания клиноптилолитовых фракций характеризуются одним широким эндотермическим пиком с максимумом в пределах  $120-160^\circ\text{C}$ . В некоторых образцах фиксируется также слабый эндоэффект при  $730-780^\circ\text{C}$ . На электронномикроскопических снимках устанавливаются частицы двух морфологических типов—удлиненные шиповидные и чешуйчатые, изометричные.

*Морденит*, наряду с клиноптилолитом, является одним из характерных цеолитовых минералов, концентрируясь преимущественно в туфах риолитового состава. На рентгенограммах (табл. 1) фиксируется целочисленная серия рефлексов с  $d=13,5\text{Å}$ ,  $6,53\text{Å}$ ,  $5,78\text{Å}$ ,  $4,49\text{Å}$ ,  $3,97-3,96\text{Å}$ ,  $3,48\text{Å}$ ,  $3,46\text{Å}$ ,  $3,22\text{Å}$ ,  $3,20\text{Å}$ ,  $2,897\text{Å}$ ,  $2,52\text{Å}$ ,  $1,817\text{Å}$ . На этих рентгенограммах фиксируются также отражения, характер-

ные для клиноптилолита, монтмориллонита, филлипсита, анальцима, кварца. Термограммы образцов с породообразующим морденитом характеризуются наличием одного, умеренно выраженного, эндотермического пика в пределах 100—250°C с максимумом при 150—200°C. При этом теряется основная часть воды. До 500°C морденит сохраняет стабильность кристаллической решетки, обнаруживая более высокую термостойкость сравнительно с клиноптилолитом. На электронномикроскопических снимках образцов морденита фиксируются чешуйки неопределенной формы и шестовато-игольчатые образования.

*Анальцим* является одним из породообразующих компонентов в некоторых образцах цеолитизированных риолитовых туфов, ассоциируясь главным образом с морденитом, реже клиноптилолитом. На рентгенограммах образцов со значительным содержанием анальцима (табл. 1) выявляется серия характерных рефлексов с  $d=5,57\text{Å}$ ,  $4,84\text{Å}$ ,  $3,67\text{Å}$ ,  $3,42\text{Å}$ ,  $2,91\text{Å}$ ,  $2,90\text{Å}$ ,  $2,79\text{Å}$ ,  $2,68\text{Å}$ ,  $2,49\text{Å}$ ,  $1,903\text{Å}$ ,  $1,497\text{Å}$ . Термограммы характеризуются наличием одного эндотермического пика в интервале 200—300°C. Электронномикроскопические снимки аналогичны снимкам морденитовых и клиноптилолитовых фракций; отмечается преобладание изометричных форм.

*Филлипсит* зафиксирован в морденитовых (участки Арпени, Магараджур) и клиноптилолитовых (участки Торосгюх, Ухтасар, Кети, Цогамарг) породах в качестве второстепенной примеси. Диагностируется (табл. 1) по серии рефлексов с  $d=4,25\text{Å}$ ,  $4,04\text{Å}$ ,  $3,53\text{Å}$ ,  $3,17\text{Å}$ ,  $2,937\text{Å}$ ,  $2,526\text{Å}$ ,  $1,97\text{Å}$ .

### Химизм

Химический состав цеолитолитов Ширакской группы изучен на основе 40 полных силикатных анализов; выборка представительных анализов алевритовых и алеврито-пелитовых фракций приведена в табл. 2. Эти анализы отнесены к моноцеолитовым типам, близким к теоретическим составам по эквивалентному отношению молекулярных количеств  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , равного  $1 \pm 0,13$  [6, 11]; в смешанных типах это отношение резко отклоняется от 1. По результатам анализов рассчитаны отношения атомных количеств  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а также молекулярных количеств  $\text{MgO} + \text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Кроме того, все имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы цеолитолитов использованы для построения диаграммы зависимости между  $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O}^+$  и отношением суммы  $\text{MgO} + \text{CaO}$  к сумме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (рис. 2). Разделение существенно клиноптилолитовых и морденитовых типов фракций проводилось по Si/Al отношению, которое в теоретических составах клиноптилолитов равно 4,0—5,1, а в морденитах возрастает до 5,7 и выше [12].

*Клиноптилолитовые* типы характеризуются вариациями  $\text{SiO}_2$  в пределах 64,56—68,95%, Si/Al отношения—от 3,80 до 5,21. Эти параметры в целом соответствуют клиноптилолитовым конечным членам гейландитовой серии твердых растворов по [12]. Строго говоря, разности с Si/Al меньше 4,0 (участок Цогамарг) могут быть классифицированы, по названному автору, как бедные Si клиноптилолиты. В изученных клиноптилолитовых типах соотношения двухвалентных и одновалентных катионов непостоянны для различных участков. Наиболее обогащены щелочами клиноптилолиты участка Цогамарг; в остальных случаях они представлены кальциевой разновидностью. Общим для всех клиноптилолитов является постоянное преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ . Содержание  $\Sigma \text{H}_2\text{O}$  варьирует в широких пределах

Химический состав фракций  $> 0,01$  мм и  $< 0,01$  мм цеолитолитов  
Ширакской группы месторождений

Тип Окис- лы	Клиноптилолитовый						Морденитовый					Аналь- цимо- вый
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO <sub>2</sub>	68,60	67,59	68,60	67,13	68,24	64,56	73,34	75,79	70,22	75,80	70,41	76,05
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,27	0,20	0,18	0,25	0,37	0,10	0,20	0,25	0,10	0,20	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,00	15,08	12,30	13,03	11,60	12,19	11,38	11,21	10,75	10,30	10,10	11,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	0,82	0,65	1,33	1,19	1,85	1,02	1,78	1,89	0,80	0,77	0,54
FeO	0,30	1,40	1,00	0,28	—	0,28	0,56	0,28	—	0,50	0,56	0,56
MnO	0,06	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—	0,04	—
MgO	1,50	1,07	2,30	2,01	1,35	3,03	1,61	0,75	1,16	2,00	0,76	1,02
CaO	2,00	1,29	3,00	3,28	3,71	4,18	1,14	2,13	3,15	2,00	2,60	1,04
Na <sub>2</sub> O	0,60	0,38	0,30	0,40	0,70	0,50	2,70	0,95	0,40	1,30	1,20	2,20
K <sub>2</sub> O	1,70	6,30	1,25	1,40	0,50	3,90	3,50	3,10	0,75	3,00	2,10	4,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,07	—	—	—	0,09	—	0,07	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,50	2,88	3,50	3,05	4,59	2,80	1,04	1,84	3,54	1,90	3,96	0,43
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,00	3,49	7,00	8,70	7,03	8,04	3,63	1,30	8,16	5,10	7,03	3,03
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—
Σ	99,86	100,57	100,10	100,79	99,63	101,70	100,14	99,41	100,00	100,90	99,80	100,51
Si/Al (ат. кол.)	4,84	3,80	4,72	4,40	4,98	4,48	5,45	5,74	5,54	6,25	5,91	5,58
a <sup>*)</sup>	1,17	1,05	0,93	0,98	0,95	0,61	0,89	1,04	1,07	0,82	0,94	0,88
c <sup>*)</sup>	0,60	0,26	0,77	0,75	0,76	0,61	0,31	0,42	0,79	0,55	0,50	0,24

Примечание: 1—обр. 3/1, уч. Капс. фр.  $< 0,01$ ; 2—обр. 5/2, уч. Цогамарг, фр.  $> 0,01$ ; 3—обр. 2/1, уч. Кети, фр.  $< 0,01$ ; 4—обр. 2/2, уч. Торосгюх, фр.  $> 0,01$ ; 5—обр. 46/1, уч. Ухтасар, фр.  $> 0,01$ ; 6—обр. фр.  $> 0,01$ ; 9—обр. 4/1, уч. Лернанцк, фр.  $< 0,01$ ; 10—обр. 2/1, уч. Азизбеков, фр.  $< 0,01$ ; 11—обр. 7/2, уч. Торосгюх, фр.  $> 0,01$ ; 12—обр. 7/2, уч. Азизбеков, фр.  $> 0,01$ .

<sup>\*)</sup>a = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO + MgO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (мол. кол.); c = CaO + MgO / CaO + MgO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (мол. кол.)

Анализы выполнены в ИГН НАН РА (аналитик З. Ш. Гаспарян).

(6,37—12,86%), отчетливо возрастая с увеличением суммы двухвалентных катионов (рис. 2).

*Морденитовые* типы отличаются более высокими содержаниями кремнезема (68,85—76,05%) и возрастанием Si/Al отношения в пределах 5,25—6,46. Для них характерно почти постоянное преобладание Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O над CaO, за исключением единичных образцов участков Магараджур, Лернанцк, Азизбеков. Как и в клиноптилолитовых типах, K<sub>2</sub>O постоянно превышает Na<sub>2</sub>O. Содержание H<sub>2</sub>O значительно более низкое (3,20—11,70%), обнаруживая прямую зависимость от содержания двухвалентных катионов (рис. 2). Уменьшение содержания воды согласуется также с тем, что морденитовые типы приурочены главным образом к риолитовым туфам, связующая масса которых существенно раскристаллизована в безводный кварц-полевошпатовый фельзитовый агрегат.

*Анальцимовые* типы, хотя и являются смешанными, характеризуются определенным постоянством состава при ведущей роли анальцимового компонента. В них отмечается высокое содержание кремнезема (до 76,09%) и максимальное для всех изученных типов суммарное содержание щелочей (6,50—6,60%). Отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO + CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O резко отклоняется от 1, что связано с неэквивалентным возрастанием роли Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O. Содержание Na<sub>2</sub>O в этих типах заметно повышено, но в сумме щелочей продолжает преобладать K<sub>2</sub>O. Содержание воды наиболее низкое в ряду изученных фрак-

ций (3,46—6,80%) и прямо коррелируется с низким содержанием окислов двухвалентных катионов (рис. 2).

Другие типы цеолитолитов, имеющие смешанный состав, характеризуются неустойчивым содержанием основных компонентов, что связано с непостоянным соотношением клиноптилолита, морденита, анальцима и монтмориллонита.

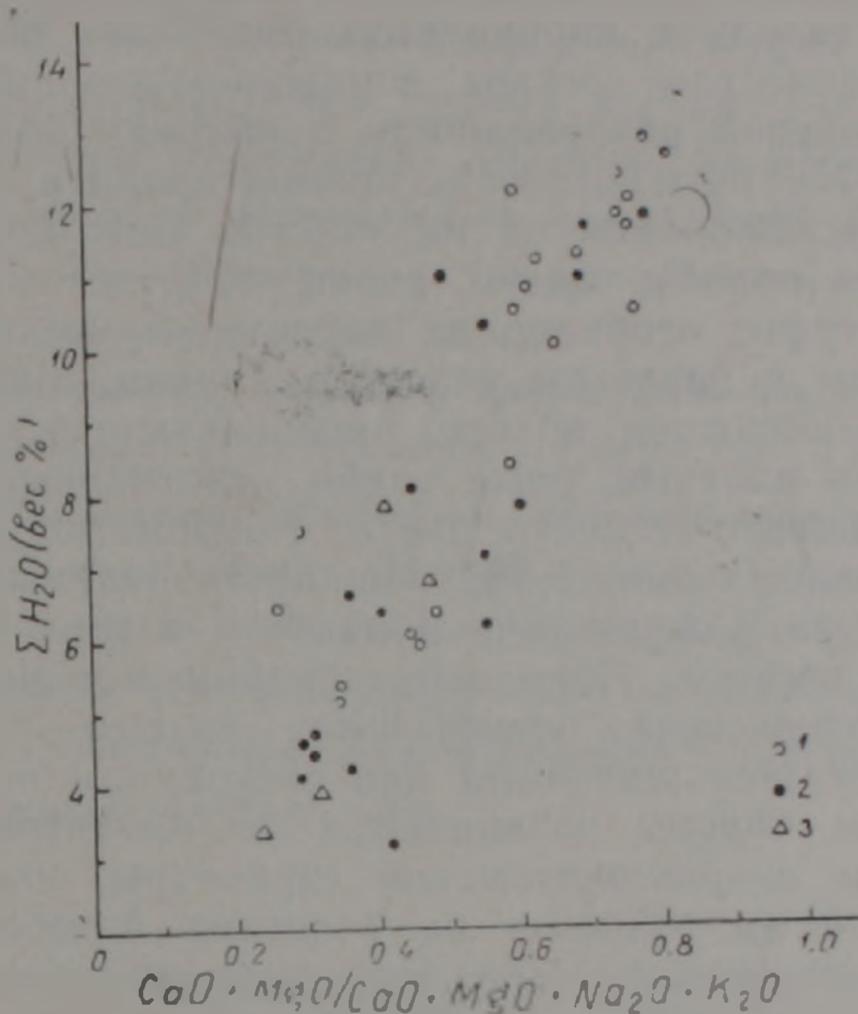


Рис. 2. Соотношения  $\Sigma \text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CaO} + \text{MgO}$ ,  $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в цеолитолитах Ширакской группы месторождений. Условные обозначения: 1—клиноптилолитовый тип; 2—морденитовый тип; 3—анальцимовый тип.

Резюмируя, отметим, что химический состав изученных фракций  $<0,01$  и  $>0,01$  м.м приближается к моноцеолитовым типам, обнаруживая свойственные теоретическим составам тренды кристаллохимических зависимостей. На их основе выделяются два главных типа цеолитолитов—клиноптилолитовый и морденитовый, с четкими пределами вариаций главных компонентов. В обоих типах в сумме одновалентных катионов ведущую роль играет калий. Содержание  $\Sigma \text{H}_2\text{O}$  в изученных цеолитолитах связано прямой зависимостью с отношением  $\text{MgO} + \text{CaO} / \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , что согласуется с кристаллохимической координацией молекул воды в структуре цеолитов вокруг двухвалентных катионов [12, 13].

*Малые элементы.* Содержания микроэлементов в изученных фракциях цеолитолитов Ширакской группы в целом близки к их кларкам в дацитах и риолитах и в среднем составляют: Cr—0,00063%, Ni—0,001%, Co—0,001%, Cu—0,00083%, Sr—0,061% и Ba—0,041%. Отмечается почти вдвое повышенное против кларка содержание Sr, геохимически близкого к кальцию.

### Типизация

Цеолитовые породы Ширакской группы месторождений разделяются на клиноптилолитовые, морденитовые, анальцимовые и цеолитолиты смешанного состава.

*Клиноптилолитовые породы* развиваются по дацитовым и риодацитовым туфам. Наиболее полно замещаются клиноптилолитом их витрокластические, тонкообломочные разновидности. Эти фации развиты преимущественно на участках Кети, Капс, Цогамарг, Торосгюх, Ухтасар. Породы слабо карбонатные (0—3%), плотные, иногда слабо уплотненные, зеленовато-серого, голубовато-серого и голубовато-зеленого цвета. Мощность пластов составляет 1—6 м, иногда более 10 м. Содержание клиноптилолита варьирует в пределах 60—80% объема породы. По особенностям состава породообразующий клиноптилолит относится к кальциевой разновидности с высоким содержанием воды. Существенно К—Na разновидность клиноптилолита с низким содержанием  $\Sigma \text{H}_2\text{O}$  устанавливается на участке Цогамарг.

*Морденитовые породы* имеют своим субстратом главным образом риолитовые туфы, особенно их витрокластические разновидности. Последние приурочены к разрезам участков Арпени, Магараджур, Лернанцк, а также к широтной полосе, протягивающейся от с. Карашен до р. Ахурян. Это плотные, реже слабо уплотненные породы серовато-зеленого, голубовато-зеленого цвета. Карбонатность пород низкая, в среднем составляет около 1,5%. Мощность отдельных пластов достигает 10 м и более. Содержание морденита в этих породах доходит до 80% объема породы. Породообразующий морденит характеризуется высоким содержанием кремнезема, низким—окси кальция и воды и резко обогащен щелочами при постоянном преобладании  $\text{K}_2\text{O}$ .

*Анальцимовые породы* развиваются по риолитовым, реже риодацитовым туфам витрокластической структуры. Они приурочены к различным горизонтам разрезов на участках Азизбеков, Цогамарг, Магараджур, к северу от р. Чайр. Это серые, голубовато-серые, плотные, иногда рыхлые породы. Карбонатность низкая, колеблется в пределах 0—3,2%. Мощность пластов составляет 0,5—4 м, в разрезе участка Азизбеков достигает более 10 м. Содержание анальцима доходит до 50—60% объема породы. Они характеризуются высокой кремнеземистостью, повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и пониженным содержанием воды.

*Породы смешанного состава* объединяют клиноптилолит-морденитовые, морденит-клиноптилолитовые, клиноптилолит-морденит-анальцимовые породы с монтмориллонитом, гидрослюдой и кристобалитом и образуются практически за счет всех петрографических разновидностей туфов. Они имеют довольно широкое развитие, особенно в районе с. с. Лернанцк, Азизбеков, Арпени (клиноптилолит-морденитовые породы с анальцимом и монтмориллонитом), севернее р. Чайр (клиноптилолит-морденитовые породы с монтмориллонитом). Обычно это плотные, серого, зеленовато-серого цвета породы. Карбонатность их колеблется от 0 до 3,5%. На указанных участках эти породы образуют пласты с суммарной мощностью до 30—40 м, мощность отдельных пластов составляет 1,5—6 м. Соотношение цеолитовых минералов с монтмориллонитом и кварцем в них варьирует в широких пределах—от 10 до 50—60%. Химический состав цеолитов смешанного состава крайне неустойчив и обнаруживает широкие вариации кремнезема, глинозема, окиси кальция, щелочей и воды.

ՀՀ ՑԵՈԼԻՏՈԼԻՏՆԵՐԻ ՇԻՐԱԿԻ ԽՄԲԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ,  
ՆՅՈՒԹԱԿԱՆ ԿԱԶՄԸ ԵՎ ՏԻՊԱՅՆԱՑՈՒՄԸ

Երկրաբանական տեղադրման պայմաններով և պետրոգրաֆիական շափանիշներով Շիրակի խմբի հանքավայրերի ցեոլիտացված տուֆերը պատկանում են հրաբխային պիրոկլաստիկ հոսքերի գոյացումներին, որոնց մեջ գերակշռող են «մոխրային տեղումների» հոսքերը: Աուտիգեն միներալագոյացումը կապված է տուֆերի վերափոխման դիագենետիկ և վաղ կատագենետիկ ստադիաների հետ, ընթանում է հրաբխային ապակու տարասեռ բեկորների հաշվին և ունի ընտրողական բնույթ:

Շիրակի ցեոլիտոլիտների գլխավոր երկրաբանա-նյութական տիպերն են՝ կլինոպտիլոլիտայինները ( $Si/Al=3,80-5,20$ ) և մորդենիտայինները ( $Si/Al=5,25-5,46$ ), որոնք քիմիական պարամետրերով մոտ են մոնոցեոլիտային կազմի ապարներին: Առանձնացվում են նաև անալցիմային և խառը կազմի ցեոլիտոլիտներ: Ուսումնասիրված ցեոլիտոլիտների համար բրնորոշ է  $K_2O$  մշտական գերակշռող դերը  $Na_2O$  նկատմամբ:  $\Sigma H_2O$  պարունակուիթյունը ուղիղ համահարաբերակցական կապի մեջ է երկվալենտ կատիոնների օքսիդների պարունակուիթյան հետ:

A. KH. MNATSAKANIAN, I. KH. PETROSOV

GEOLOGY, SUBSTANCE COMPOSITION AND TYPE  
CLASSIFICATION OF ZEOLITOLITES OF THE SHIRAK DEPOSITS  
GROUP IN THE REPUBLIC OF ARMENIA

Abstract

The autigenic mineral formation in rhyolitic dacite tuts of ash flows is of selective character and is superimposed on volcanic glass fragments of different composition and sizes. The main geological-and-substance types of zeolitolites are clinoptilolite, mordenite, analcite and mixed rocks. They are differing by Si/Al values, the ratio of two-valent to one-valent cation oxides with permanent domination of  $K_2O$  in alkaline sum.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении: Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
2. Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блоковое строение северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений.—Советская геология, 1971, № 8, с. 15—27.
3. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1964.
4. Джрбашян Р. Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.—мин. наук, Тбилиси, 1990, 59 с.
5. Джрбашян Р. Т., Елисеена О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. М.: Наука, 1968, с. 71—111.
6. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4. М.: Мир, 1966, с. 372—451.

7. Мнацаканян А. Х., Петросов И. Х. Петрографо-минералогическая характеристика и особенности цеолитизации и монтмориллонитизации кислых туфов Ноемберянского месторождения Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXVI, № 2, 1983, с. 19—37.
8. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеолиздат. М.—Л., 1948.
9. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.—В кн.: Проблемы вулканизма, М.: ИЛ, 1963, с. 370—477.
10. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклиория. Ереван: Изд. Митк, 1965.
11. Barrows K. J. Leolitization of Miocene volcanoclastic rocks, southern Desatoya Mountains, Nevada. Geol. Soc. Amer. Bull. 1980, part 1, v. 91, № 4, p.p. 199—210.
12. Boles J. R. Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some heulandite-group zeolites. Amer. Miner., 1972, v. 57, № 9—10, p.p. 1463—1493.
13. Valueva G. Dehydration behavior of heulandite-group Zeolites as a function of their chemical composition. Eur. J. Mineral., 1995, v. 7, № 6, p.p. 1411—1420.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVIII, 1995, № 1, 26—32.

А. И. КАРАПЕТЯН, Б. К. КАРАПЕТЯН, Г. П. СИМОНЯН, Э. Е. ХАЧИЯН

## НОВАЯ КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

Исходя из геолого-тектонических, структурных, неотектонических, геофизических и сейсмостатистических особенностей, на территории Республики Армения выделяются три сейсмические зоны, сейсмичность которых оценивается ожидаемым ускорением (значения в долях  $g$ ), скоростью колебания грунтов ( $v$ ) и соответствующей им балльностью по шкале MSK-1964.

Задачей сейсмического районирования (СР) является оценка потенциальной сейсмичности данной территории и составляющих ее частей.

Территория Армении является одним из сейсмоактивных районов Тавро-Кавказской области Средиземноморского сейсмического пояса Земли. В ее пределах, по историческим данным, неоднократно происходили сильные и разрушительные землетрясения, сведения о которых имеются в многочисленных рукописных и опубликованных работах, вошедших в сводный каталог сильных землетрясений на территории СССР [9].

По нормативной карте СР—78, действующей в период Спитакского землетрясения 1988 г., на территории Армении были выделены 7- и 8-балльные зоны сейсмичности и зона ВОЗ ( $M=6.1—7.0$ ) вдоль юго-западной, южной и западной границ республики [11]. Спитакское землетрясение еще раз подтвердило, что указанная карта не отражает истинной картины сейсмичности территории РА и нуждается в необходимых изменениях и уточнениях [5, 13].

Исходя из этого, по поручению СМ СССР и приказу Государственного комитета по строительству и архитектуре Армянской ССР было решено до внесения уточнений и изменений в СНиП—7—81 при определении исходной сейсмичности строительных площадей руководствоваться утвержденной в 1989 г. временной схемой сейсмического районирования территории Армянской ССР масштаба 1:1000000 [1, 3]. На этой карте, кроме северо-восточного отрезка, который был включен в 8-балльную зону, остальная территория была отнесена к 9-балльной области. На карте были выделены также две зоны ВОЗ, которые соответствуют Ширако-Зангезурскому и Ереванскому сейсмогенным глубинным разломам общекавказского направления.

7. Мнацаканян А. Х., Петросов И. Х. Петрографо-минералогическая характеристика и особенности цеолитизации и монтмориллонитизации кислых туфов Ноемберянского месторождения Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXVI, № 2, 1983, с. 19—37.
8. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеолиздат. М.—Л., 1948.
9. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.—В кн.: Проблемы вулканизма, М.: ИЛ, 1963, с. 370—477.
10. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклиория. Ереван: Изд. Митк, 1965.
11. Barrows K. J. Leolitization of Miocene volcanoclastic rocks, southern Desatoya Mountains, Nevada. Geol. Soc. Amer. Bull. 1980, part 1, v. 91, № 4, p.p. 199—210.
12. Boles J. R. Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some heulandite-group zeolites. Amer. Miner., 1972, v. 57, № 9—10, p.p. 1463—1493.
13. Valueva G. Dehydration behavior of heulandite-group Zeolites as a function of their chemical composition. Eur. J. Mineral., 1995, v. 7, № 6, p.p. 1411—1420.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVIII, 1995, № 1, 26—32.

А. И. КАРАПЕТЯН, Б. К. КАРАПЕТЯН, Г. П. СИМОНЯН, Э. Е. ХАЧИЯН

## НОВАЯ КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

Исходя из геолого-тектонических, структурных, неотектонических, геофизических и сейсмостатистических особенностей, на территории Республики Армения выделяются три сейсмические зоны, сейсмичность которых оценивается ожидаемым ускорением (значения в долях  $g$ ), скоростью колебания грунтов ( $v$ ) и соответствующей им балльностью по шкале MSK-1964.

Задачей сейсмического районирования (СР) является оценка потенциальной сейсмичности данной территории и составляющих ее частей.

Территория Армении является одним из сейсмоактивных районов Тавро-Кавказской области Средиземноморского сейсмического пояса Земли. В ее пределах, по историческим данным, неоднократно происходили сильные и разрушительные землетрясения, сведения о которых имеются в многочисленных рукописных и опубликованных работах, вошедших в сводный каталог сильных землетрясений на территории СССР [9].

По нормативной карте СР—78, действующей в период Спитакского землетрясения 1988 г., на территории Армении были выделены 7- и 8-балльные зоны сейсмичности и зона ВОЗ ( $M=6.1—7.0$ ) вдоль юго-западной, южной и западной границ республики [11]. Спитакское землетрясение еще раз подтвердило, что указанная карта не отражает истинной картины сейсмичности территории РА и нуждается в необходимых изменениях и уточнениях [5, 13].

Исходя из этого, по поручению СМ СССР и приказу Государственного комитета по строительству и архитектуре Армянской ССР было решено до внесения уточнений и изменений в СНиП—7—81 при определении исходной сейсмичности строительных площадей руководствоваться утвержденной в 1989 г. временной схемой сейсмического районирования территории Армянской ССР масштаба 1:1000000 [1, 3]. На этой карте, кроме северо-восточного отрезка, который был включен в 8-балльную зону, остальная территория была отнесена к 9-балльной области. На карте были выделены также две зоны ВОЗ, которые соответствуют Ширако-Зангезурскому и Ереванскому сейсмогенным глубинным разломам общекавказского направления.

После истечения срока действия временной схемы, в соответствии с письмом председателя Государственного комитета по строительству и архитектуре РА Академии наук Армении было поручено составление новой карты сейсмического районирования территории республики. Секцией наук о Земле АН Армении составление карты сейсморайонирования было поручено группе специалистов (геологов, геофизиков, сейсмологов, инженеров-строителей) из разных организаций и ведомств РА. В эту группу входили: А. И. Карапетян, Н. К. Карапетян, Г. П. Симонян, С. Н. Назаретян, Э. Е. Хачиян, А. А. Киракесян, С. А. Пирузян, А. Г. Бабаджанян. В последующем в выполнении работ участвовал Б. К. Карапетян.

К сожалению, авторская группа понесла невосполнимые утраты. В 1992 г. безвременно и скоропостижно скончались Н. К. Карапетян и А. Г. Бабаджанян.

Сейсмичность территории Армении установлена на основании сейсмостатистических (макросейсмических и инструментальных) данных, имеющихся в рукописных и опубликованных работах Е. И. Бюса (1948—1954), В. А. Степаняна (1964), Н. К. Карапетян, С. А. Пирузяна (1972), Н. Н. Амбрасейса (1971), А. Д. Цхакая, В. Г. Папалашвили (1973), М. Берберяна (1976), которые вошли в сводный каталог сильных землетрясений территории СССР [9], а также в монографиях Н. К. Карапетян [6, 7] и др., охватывающих промежуток времени с 139 по 1994 гг.

Сейсмическая активность территории республики определена на основании комплекса сейсмостатистических, тектонических, геофизических и сейсмотектонических данных.

На основании обобщения имеющегося комплекса данных на территории Армении выделяются следующие шесть сейсмоактивных районов (основные группы очагов землетрясений): Ани-Гюмрийский, Ара-ратский, Спитак-Севанский, Камо-Разданский, Вайоцдзорский и Зангезурский, которые легли в основу составления новой карты сейсмического районирования территории Республики Армения масштаба 1:500 000.

Новая карта сейсмического районирования территории Армении СР—94 (рис. 1) подразделена на три зоны различной степени сейсмической активности, выраженной различными максимальными значениями ускорений (в долях  $g$ ), скоростей ( $v$ ) колебаний грунтов и соответствующими им баллами по шкале MSK—1964 [12, 14].

1. *Зона умеренной сейсмичности* охватывает северо-восточную и юго-восточную части территории республики и соответствует Вирайоц-Кафанской тектонической зоне раннеальпийской складчатости. В плане новейшей тектоники зона представляет моноклиналиное блоковое поднятие, полого погружающееся в сторону Куринской межгорной впадины. Она характеризуется унаследованными от мезозоя и в прямой форме выраженными в рельефе морфоструктурами, испытывавшими в неотектоническом этапе умеренное устойчивое, слабо дифференцированное поднятие с амплитудой до 2—2,5 км [2]. Новейшая структура унаследует план развития складчатого основания. Скорость современных вертикальных движений здесь достигает 2—4 мм/год [8].

Эта зона соответствует северо-восточному относительному гравитационному максимуму силы тяжести со слабой дифференциацией, представлена спокойным магнитным полем и низким значением теплового потока [4]. По сейсмостатистическим данным, в этой зоне за историческое время не произошли землетрясения значительной силы

Однако, от Гянджинских землетрясений (1530 и 1668 гг.), происшедших в юго-восточном продолжении зоны, пострадали церкви в Ахпате и разрушилась церковь в г. Алаверди [9].



Рис. 1. Новая карта сейсмического районирования территории Республики Армения. Сейсмические зоны с ожидаемыми максимальными значениями ускорений грунтов в долях  $g$  и скоростей  $v$  соответствующими баллам по шкале MSK—1964. 1. Зона умеренной сейсмичности:  $a_{\max} = 0,2g$ ,  $v = 16 \text{ см/с}$ , балльность—8. 2. Зона средней сейсмичности:  $a_{\max} = 0,3g$ ,  $v = 24 \text{ см/с}$ , балльность—8—9. 3. Зона высокой сейсмичности  $a_{\max} = 0,4g$ ,  $v = 32 \text{ см/с}$ , балльность—9.

Юго-западной границей зоны на северо-востоке является Алаверди-Арцвашенский, а на юго-востоке—Шишкенд-Гиратахский глубинные разломы, которые в новейшем плане проявлены слабо и относительно слабо сейсмичны.

Исходя из геолого-тектонических, структурных, неотектонических, геофизических, сейсмических и др. особенностей, на новой карте сейсмического районирования территории республики эта зона отнесена к умеренной сейсмической активности. Ожидаемые относительные значения ускорения колебаний грунта— $0,2g$  скорости колебаний грунта  $16 \text{ см/с}$ , которые соответствуют 8 баллам по шкале MSK—1964.

II. Зона средней сейсмичности охватывает Анкаван-Зангезурскую подзону и полосы вдоль северной окраины Севано-Амасийской тектонической подзоны среднеальпийской складчатости на севере и вдоль южной окраины Урц-Райкского антиклинория гетерогенного строения на юге. Зона разломами различного порядка расчленена на блоки разных порядков и сейсмичности. Эта зона высокой контрастности новейших тектонических движений, которая характеризуется резко дифференцированными сводо-блоковыми поднятиями с общей амплитудой более  $3,5 \text{ км}$  [2] с преобладанием обращенных типов новейших структур по отношению к складчатому основанию. Здесь современные вертикальные движения характеризуются максимальными значениями

для территории Армении, резкой контрастностью, со скоростью до 12—14 мм/год.

На аномальном гравитационном поле эта зона (кроме южной полосы) охватывает центральный относительный минимум силы тяжести, характеризуется высоким магнитным полем и сравнительно высокими значениями теплового потока [4].

По сейсмостатистическим данным, зона характеризуется относительно высокой сейсмичностью (Цахкадзорское землетрясение 1927 г. и др., а также Дманисское землетрясение 1990 г. на территории Грузии), достигающей 8-9 баллов.

Исходя из отмеченных геолого-тектонических, структурных, неотектонических, геофизических и сейсмостатистических особенностей, на новой карте сейсморайонирования территории республики данная зона отнесена к средней сейсмичности с ожидаемыми максимальными значениями ускорений и скоростей колебаний грунта 0,3 g и 24 см/с, соответствующими 8-9 баллам по шкале MSK—1964.

III. Зона высокой сейсмичности представлена вытянутыми в общекавказском направлении двумя (северной и южной) полосами. Северная полоса зоны охватывает Севано-Амасийскую подзону Базум-Зангезурской тектонической зоны среднеальпийской складчатости и характеризуется наличием одноименной с подзоной офиолитового пояса ультраосновных пород. Эта зона высокой дифференцированности неотектонических движений с преобладанием обращенного типа соотношений новейших структур по отношению к складчатому основанию. Амплитуда неотектонических движений здесь превышает 3 км [2]. Скорость современных вертикальных движений достигает 8—10 мм/год и имеет дифференцированный характер.

На аномальном гравитационном поле эта полоса характеризуется высокими горизонтальными градиентами, сравнительно высоким магнитным полем и высоким значением теплового потока [4]. К этой полосе высокой сейсмичности приурочены эпицентры 9-балльных Анийского (1319 г.), Ленинаканского (1926 г.), а также 9-10-балльного разрушительного Спитакского (1988 г.) землетрясений и несколько других относительно слабых толчков, связанных с ныне живущими Памбак-Севанским и Ани-Ашотским активными разломами [10].

Южная полоса охватывает Среднеараксинскую межгорную впадину, Веди-Айоцзорский синклиний и Зангезурское блок-антиклинальное поднятие и имеет гетерогенное строение. Среднеараксинский прогиб верхнеальпийского возраста характеризуется дифференцированными новейшими и современными движениями с амплитудой поднятия до 1 км и скоростью вертикальных движений 2—6 мм/год [2, 8]. Веди-Айоцзорский и Зангезурский отрезки полосы Среднеараксинской складчатости характеризуются интенсивными дифференцированными неотектоническими движениями с амплитудой поднятия 2—3 км для первого и более 3,5 км—для второго отрезков [2]. Скорость современных вертикальных движений достигает соответственно 6—8 и 10—12 мм/год [8].

На аномальном гравитационном поле западная и центральная части южной полосы зоны охватывают юго-западный относительный максимум, а Зангезурский отрезок—центральный минимум силы тяжести и характеризуются мозаично-блоковым строением. Аналогичная картина наблюдается также на магнитном и геотермическом полях [4].

Сейсмичность южной полосы также высокая. Здесь приурочены эпицентры многочисленных 8- и 9-балльных землетрясений (Вайоцзорское—735 г., Двинские—851—893 г., Гарнийское—1679 г., Ара-ратское—1840 г., Зангезурские—1931 и 1968 гг., Игдырское—1963 г.

и др.). Высокая сейсмичность зоны в целом во многом определяется тем, что ее южная и северная сегменты являются ветвями Северо-Анатолийского сейсмоактивного сбросо-сдвига и соответствуют Памбак-Севанскому, Ереванскому и Дебаклинскому ныне живущим и сейсмоактивным глубинным разломам.

Исходя из приведенных геолого-тектонических, структурных, неотектонических, геофизических и сейсмостатистических особенностей, на новой карте сейсморайонирования территории Армении данная зона в целом отнесена к высокой сейсмичности с ожидаемыми максимальными значениями ускорения и скорости колебаний грунта  $0,4 g$  и  $32 \text{ см/с}$ , соответствующими интенсивности 9 баллов по шкале MSK—1964.

Предложенная карта сейсмического районирования территории Армении масштаба 1:500 000 существенно отличается от СР—78, но имеет определенное сходство с временной схемой сейсморайонирования Армянской ССР масштаба 1:1000 000 (СР—89).

Вместе с тем составленная новая карта сейсмического районирования Республики Армения (СР—94) представляет собой новый этап сейсмического районирования ее территории и в целом отвечает современным требованиям, предъявляемым к подобным картам.

Новая карта сейсмического районирования территории Армении утверждена Госуправлением по архитектуре и строительству РА и положена в основу республиканских норм по сейсмостойкому строительству. Работы по совершенствованию и детализации сейсморайонирования территории Армении продолжаются.

Институт геологических наук ИАН РА,  
Ереванский архитектурно-строительный  
университет,  
Ереванский государственный университет,  
АрмНИИ сейсмостойкого строительства  
и защиты сооружений

Поступила 6.02.1996.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Բ. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Գ. Պ. ՍԻՄՈՆՅԱՆ, Է. Ե. ԽԱԶԻՅԱՆ

## ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՏԱՐԱԾՔԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ՇՐՋԱՆԱՑՄԱՆ ՆՈՐ ՔԱՐՏԵԶԸ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրաբանա-տեկտոնական, կառուցվածքային, նեոտեկտոնական, երկրաֆիզիկական և սեյսմավիճակագրական առանձնահատկություններից ելնելով, Հայաստանի տարածքում անջատվում են երեք սեյսմիկ զոնաներ, որոնց սեյսմայնությունը գնահատվում է զրունտների տատանման արագացմամբ (g-արժեքով), զրունտների տատանման արագությամբ (v) և նարնց համապատասխանող բալականությամբ ըստ MSK—1964 սանդղակի:

1. Չափավոր սեյսմայնության զոնան ընդգրկում է հանրապետության տարածքի վաղ ալպյան ծալրավորության հյուսիս-արևելյան և հարավ-արևելյան շրջանները: Այստեղ նորագույն տեկտոնական շարժումները ունեցել են բարձրացման համեմատաբար փոքր ամպլիտուդա (մինչև 2—2,5 կմ) և թույլ դիֆերենցացված բնույթ: Համեմատաբար փոքր է նաև ժամանակակից ուղղաձիգ շարժումների արագությունը (2—4 մմ/տ): Զոնայի ծանրաչափական, մագնիսական և ջերմային դաշտերը համեմատաբար համասեռ են: Պատմա-

կան ժամանակաշրջանում այստեղ մեծ ուժգնության երկրաշարժեր տեղի չեն ունեցել: Փոքր չափերի հասնող ավերվածությունները պատճառ են հանդիսացել կից շրջաններում (մասնավորապես 1530 և 1668 թթ. Գյանջայի) տեղի ունեցած երկրաշարժերը: Հաշվի առնելով բերված տվյալները գրունտների սպասվող արագացումը գնահատված է 0,2g, արագությունը՝  $v=16$  սմ/վրկ., որը համապատասխանում է MSK—1964 սանդղակի 8 բալին:

II. Միջին սեյսմայնության զոնան բնդգրկում է հանրապետության կենտրոնական և հարավ-արևելյան շրջանները և համապատասխանում է միջին ալպյան հասակի Հանքավան—Ջանգեղուրի տեկտոնական ենթազոնային ունեղ գոտով ձգվում է նաև Սևան—Լճասիայի տեկտոնական ենթազոնայի Հյուսիս-արևելյան եզրամասով: Չոնան բնութագրվում է նորագույն տեկտոնական շարժումների համեմատաբար մեծ ամպլիտուդայով (մինչև 3 կմ), ժամանակակից ուղղաձիգ շարժումների մեծ արագությամբ (10—12 մմ/տ) ու հակադրությամբ, ծանրաչափական, մագնիսական, ջերմային անոմալ բարձր արժեքներով և 8—9 բալայնությամբ երկրաշարժերով: Երկրորդ զոնային է վերաբերվում նաև Ուրց—Վաչքի լեռնաշղթայի ուղղությամբ ձգվող ոչ մեծ հատված: Ելնելով վերը բերված տվյալներից, գրունտների սպասվող արագացումը գնահատված է 0,3g, արագությունը՝  $v=24$  սմ/վրկ., որը համապատասխանում է MSK—1964 սանդղակի 8—9 բալին:

III. Բարձր սեյսմայնության զոնան ներկայացված է Կովկասյան տարածման երկու՝ Հյուսիսային ու հարավային գոտիներով: Հյուսիսային գոտին ընդգրկում է միջին ալպյան ծալքավորման Սևան—Լճասիայի տեկտոնական ենթազոնային հարավ-արևմտյան կեսը, բնութագրվում է նորագույն տեկտոնական շարժումների մեծ ամպլիտուդայով (մինչև 3 կմ), դիֆերենցվածությամբ, ժամանակակից ուղղաձիգ շարժումների 8—10 մմ/տ. արագությամբ: Հարավային գոտին ունի հետերոգեն կառուցվածք: Ընդգրկում է Միջինարաքսյան միջլեռնային իջվածքը, Վեդի—Հայոցձորի սինկլինորիումը և Ջանգեղուրի բեկորային բարձրացումը: Միջինարաքսյան միջլեռնային իջվածքը բնութագրվում է նորագույն ու ժամանակակից ուղղաձիգ շարժումների դիֆերենցայնությամբ, ունենալով մինչև 1 կմ բարձրացման ամպլիտուդա և 2—6 մմ/տ. արագություն: Միջինալպյան ծալքավորման Վեդի—Հայոցձորի և Ջանգեղուրի հատվածները բնութագրվում են ինտենսիվ նորագույն տեկտոնական շարժումներով բարձրացման ամպլիտուդայով համապատասխանաբար՝ 2—3 ու 3—3,5 կմ-ից ավելի ու 6—8 ու 10—14 մմ/տ. ժամանակակից ուղղաձիգ շարժումների արագությամբ: Չոնան ամբողջությամբ բնութագրվում է ծանրաչափական, մագնիսական, ջերմային անոմալ դաշտերով ու դիֆերենցայնությամբ: Բարձր է նաև զոնայի սեյսմայնությունը: Այստեղ են տեղադրված 8—9-բալայնության մի շարք երկրաշարժերի էպիկենտրոններ, այդ թվում՝ 1988 թ. Սպիտակի 9—10 բալայնության ավերիչ երկրաշարժը ( $M=7,0$ ): Ելնելով վերը բերված տվյալներից, այս զոնայում գրունտների սպասվող արագացումը գնահատվում է 0,4g, արագությունը՝  $v=32$  սմ/վրկ., որը համապատասխանում է MSK—1964 սանդղակի 9 բալին:

Հայաստանի սեյսմիկ շրջանցման նոր բարտեզը հաստատվել է ՀՀ ճարտպետվարչության կողմից և դրվել հանրապետության նոր սեյսմոկայուն շինարարության նորմերի հիմքում: Ներկայացված բարտեզը հանդիսանում է նման բարտեղների կազմման որոշակի փուլ, որը պետք է ժամանակի ընթացքում կատարելագործվի նոր աշխատանքների հիման վրա:

A. I. KARAPETIAN, B. K. KARAPETIAN, G. P. SIMONIAN, E. E. KHACHIAN  
NEW SEISMIC ZONATION MAP FOR THE TERRITORY OF THE  
REPUBLIC OF ARMENIA

A b s t r a c t

Basing on geological-tectonic, structural, neotectonic, geophysical and seismic statistical specific features, three seismic zones are distinguished in the territory of the Republic of Armenia. Their seismicity is evaluated by expected ground acceleration (values in parts of  $g$ ), ground velocity ( $v$ ) and corresponding points according to MSK-1964 scale.

ЛИТЕРАТУРА

1. Временная схема сейсмического районирования Армянской ССР. М.—Ереван: 1989.
2. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981.
3. Габриелян А. А., Симонян Г. П., Пирузян С. А., Геодакян Э. Г. Новая схема сейсмического районирования территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, XLII, № 4.
4. Геология Армянской ССР, т. X, «Геофизика», Изд. АН АрмССР, 1972.
5. Карапетян Б. К. Сейсмическое воздействие Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, № 3.
6. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986.
7. Карапетян Н. К. Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990.
8. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М.: ГУГК при СМ СССР, 1986.
9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Изд. Наука, 1977.
10. Симонян Г. П. Сейсмоструктурные условия возникновения Спитакского землетрясения 7.12.1988 г.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 4.
11. Сейсмическое районирование СССР. М.: Изд. Наука, 1980.
12. Хачиян Э. Е. Некоторые аспекты нормирования сейсмостойкого строительства.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1992, XLV, № 1.
13. B. K. Karapetian. The Seismic Effects of Spitak December 7, 1988 Earthquake. Proc. of the First World Congress of Armenian Engineers, Scientists and Industrialists. Los Angeles, 1990.
14. A. I. Karapetian, E. E. Khachian. Some Peculiarities of the Spitak Earthquake 7. 12. 1988 and its Impact on Building Structures. Proc of the I Intern. Conf. on Seism. & Earth. Eng. Tehran 1991.

С. Р. МЕСЧЯН

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ СМЕЩЕНИЯ ГРУНТОВОГО СЛОЯ ПО НАКЛОННОМУ НАПЛАСТОВАНИЮ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

В статье приведены решения задач по определению скоростей смещения слоя вязкопластичного глинистого грунта по наклонному напластованию при нелинейном законе сдвиговой ползучести, с учетом влияния собственного веса материала на его реологические свойства и сейсмических воздействий.

Одним из основных факторов, влияющих на деформируемость и устойчивость оползневых склонов, является сейсмическое воздействие. В этом плане представляет большой интерес решение задач прогноза скоростей смещения по наклонным напластованиям слоев вязкопластичных грунтовых масс. Эта задача впервые рассмотрена Н. Н. Масловым в 1952 г. [3], а в дальнейшем стала предметом исследования многих специалистов [1, 2, 9—11], (рис. 1).

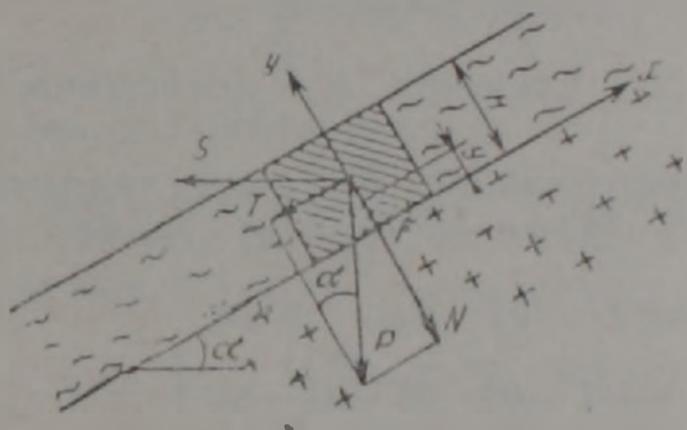


Рис. 1

В указанных выше работах эта задача была решена без учета сейсмических эффектов. В настоящей работе рассматриваются решения нелинейных задач прогноза скоростей деформирования наклонного слоя вязкопластичного грунта, обладающего ярко выраженными реологическими свойствами, с учетом сейсмических нагрузок, что является дальнейшим развитием работ автора [6,7].

1. Реологическое уравнение скоростей деформации простого сдвига слоя вязкопластичного грунта с учетом нелинейности сдвиговой ползучести записывается в следующем виде [6,7]:

$$\frac{d\gamma_t}{dt} = \frac{dv_y}{dy} = K(t) \cdot \tau_y^n, \quad (1)$$

где  $\gamma_t$  — деформация сдвиговой ползучести;  $t$  — время;  $v_y$  — скорость сдвиговой ползучести,  $y$  — текущая координата мощности слоя;  $n$  — показатель нелинейности сдвиговой ползучести,  $K(t)$  — изменчивость скорости ползучести во времени при единичном касательном напряжении  $\tau_y = 1$ , которая при степенном законе сдвиговой ползучести определяется из следующего выражения:

$$K(t) = A_1 \cdot t^{-m_1}, \quad (2)$$

$A_1$  и  $m_1$  — определяемые из опыта параметры [6,7].

Вес элемента грунта наклонного слоя мощностью  $H$  с площадью  $A$  определяется из следующего соотношения:

$$P_y = \rho \cdot g(H-y)A = \gamma(H-y) \cdot A, \quad (3)$$

где  $\rho$  — плотность грунта ( $\text{кг/м}^3$ );  $g \cong 10 \text{ м/с}^2$  — ускорение силы тяжести;  $\gamma$  — удельный вес грунта ( $\text{кгс/м}^3$ ,  $\text{Н/м}^3$ ).

Касательное  $T_y$  и нормальное  $N_y$  — составляющие веса элемента  $P$ , действующие в элементе грунта слоя  $(H-y)$ , наклонного к горизонту под углом  $\alpha$ , соответственно равны [3,4]:

$$T_y = \rho \cdot g(H-y) \cdot A \cdot \sin \alpha, \quad (4)$$

$$N_y = \rho \cdot g(H-y) \cdot A \cdot \cos \alpha. \quad (5)$$

Согласно СНиП 11-7-81 при расчете зданий и сооружений простой геометрической формы сейсмические нагрузки следует принимать действующими горизонтально и направленными в наружную сторону склона или откоса. Тогда, горизонтально действующая на элемент слоя грунта сейсмическая нагрузка будет равна [4]:

$$S = m \cdot a_c = \rho(H-y) \cdot A \cdot a_c, \quad (6)$$

где  $m$  — масса грунтового элемента,  $a_c$  — (сейсмическое ускорение в  $\text{м/с}^2$ ).

Касательное  $T_{yc}$  и нормальное  $N_{yc}$  — составляющие сейсмической нагрузки, действующие в элементе грунта, соответственно равны:

$$T_{yc} = \rho(H-y) \cdot A a_c \cos \alpha, \quad (7)$$

$$N_{yc} = \rho(H-y) \cdot A \cdot a_c \cdot \sin \alpha. \quad (8)$$

Сейсмическая нагрузка  $T_{yc}$  берется со знаком (+), а  $N_{yc}$  — со знаком (—), поскольку они отрицательно влияют на деформируемость склона [4].

Выражения касательного  $\tau_y$  и нормального  $\sigma_y$  напряжений от совместного действия собственного веса грунта и сейсмической нагрузки, с учетом (4), (5), (7) и (8), соответственно запишутся в следующем виде:

$$\tau_y = \rho(H-y)(g \cdot \sin \alpha + a_c \cdot \cos \alpha), \quad (9)$$

$$\sigma_y = \rho(H-y)(g \cdot \cos \alpha - a_c \cdot \sin \alpha). \quad (10)$$

Используя (2) и (9), соотношение (1) будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{dv_y}{dy} = A_1 \cdot t^{-m_1} [\rho(H-y)(g \cdot \sin \alpha + a_c \cdot \cos \alpha)]^n, \quad (11)$$

откуда следует, что

$$v_y = A_1 \cdot t^{-m_1} [\rho(g \cdot \sin \alpha + a_c \cdot \cos \alpha)]^n \left[ -\frac{(H-y)^{n+1}}{n+1} \right] + C, \quad (12)$$

Учитывая, что при  $y=0$ ,  $v_y=0$ :

$$C = A_1 \cdot t^{-m_1} \cdot H^{n+1} \cdot \frac{\rho(g \cdot \sin \alpha + a_c \cdot \cos \alpha)^n}{n+1}, \quad (13)$$

тогда

$$v_y = A_2 \cdot t^{-m_1} \cdot [H^{n+1} - (H-y)^{n+1}], \quad (14)$$

где

$$A_2 = \frac{A_1 [\rho(g \cdot \sin \alpha + a_c \cdot \cos \alpha)]^n}{n+1}. \quad (15)$$

Сопоставление (14) с решением этой же задачи без учета сейсмического эффекта [6, 7] показывает, что они отличаются друг от друга только выражениями постоянного коэффициента  $A_2$ .

II. Выражение (14), как отмечено в [6, 7], обладает тем основным недостатком, что не учитывает влияния изменчивости бытового давления грунта по глубине толщи на его реологические свойства. Для приблизительной оценки скоростей смещения оползневого слоя реологические свойства грунта следует определять под действием  $v_y$ , равном бытовому давлению в середине пласта ( $y=H/2$ ). Чтобы избежать указанной ошибки зависимость (1) представим в виде обобщенного закона сдвиговой ползучести [5, 6, 7]:

$$\frac{dv_y}{dy} = K_2(t) \left( \frac{\tau_y}{\tau_f} \right)^n, \quad (16)$$

где  $\tau_f$  — сопротивление грунта сдвигу:

$$\tau_f = \tau_v \cdot \operatorname{tg} \varphi + c = |\rho(H-y)(g \cdot \cos \alpha - a_c \cdot \sin \alpha)| \operatorname{tg} \varphi + c. \quad (17)$$

Из (16), с учетом (2) и (17), следует:

$$\frac{dv_y}{dy} = A_1 \cdot t^{-m_1} \left| \frac{\rho(H-y)(g \cdot \sin \alpha + a_c \cdot \cos \alpha)}{|\rho(H-y)(g \cdot \cos \alpha - a_c \cdot \sin \alpha)| \operatorname{tg} \varphi + c} \right|^n, \quad (18)$$

откуда получим:

$$v_y = A_1 \cdot A_3^n \cdot t^{-m_1} \int_0^{y_{max}} \left| \frac{H-y}{A_4(H-y) + c} \right|^n dy, \quad (19)$$

где

$$A_3 = \rho(g \cdot \sin \alpha + a_c \cdot \cos \alpha), \quad (20)$$

$$A_4 = \rho(g \cdot \cos \alpha - a_c \cdot \sin \alpha) \cdot \operatorname{tg} \varphi. \quad (21)$$

Экспериментально установлено, что при динамических воздействиях даже малой интенсивности параметр сопротивления грунта сдвигу  $c=0$  [8]. Тогда из (19) получим весьма простое выражение:

$$v_y = \frac{A_1 \cdot A_3^n \cdot t^{-m_1}}{A^n} y. \quad (22)$$

Сопоставление (22) с соответствующим решением этой же задачи без учета сейсмических эффектов [6, 7] показывает, что они отличаются только выражениями постоянных коэффициентов  $A_3$  и  $A_4$ .

В качестве примера рассмотрим изменчивость скоростей смещения по наклонному напластованию под углом  $10^\circ$  и  $30^\circ$  к горизонту слоя вязкопластичного глинистого грунта мощностью  $H=10$  м, приведенного в [6, 7]. Используя семейство кривых глины ( $\rho=1710$  кг/м<sup>3</sup>,  $\operatorname{tg} \varphi=0,273$ ;  $c=0$ ), получены следующие параметры сдвиговой ползу-

чести:  $A_1=0,00505$ ;  $m=0,89$ ;  $n=2,229$ . Используя выражение (22), определены скорости  $v_y$  для двух значений сейсмического ускорения:  $a_c=2$  и  $4$  м/с<sup>2</sup>,  $y=0$ ; 2,5; 5,0 и 10 м и  $t=1$  минута; 1 час и 1000 дней. При этом для получения представления о влиянии сейсмических нагрузок на величину  $v_y$  условно принято, что сейсмическое ускорение является постоянной величиной.

Данные, приведенные в таблице 1, показывают исключительно большое влияние на  $v_y$  как сейсмических нагрузок, так и угла наклона слоя грунта к горизонту. Интересно отметить также, что при  $c=0$  скорости  $v_y$  по глубине слоя изменяются по линейному закону, тогда как при  $c \neq 0$  оно подчиняется нелинейному закону [6, 7]. Интересно отметить также, что при  $c=0$  скорости  $v_y$  возрастают почти в два раза.

При определении  $v_y$  с учетом сейсмической нагрузки, следует принять во внимание то, что до момента начала землетрясения наклон в течение весьма длительного времени деформировался под действием собственного веса. В момент приложения сейсмической нагрузки деформация наклона практически стабилизирована (см. табл. 1). Следовательно, в этом случае  $v_y$  с учетом  $a_c$  следует определить как скорость, соответствующую весьма короткому времени только от действия сейсмических колебаний при  $T_y=0$  (4).

Таблица 1

Скорости течения  $v_y$  (в м/сутки) наклонного слоя глинистого грунта

$y, м$	$\alpha = 10^\circ$			$\alpha = 30^\circ$		
	$a_c = 0$	$a_c = 2 м/с^2$	$a_c = 4 м/с^2$	$a_c = 0$	$a_c = 2 м/с^2$	$a_c = 4 м/с^2$
$t = 1$ минута						
0	0	0	0	0	0	6
2,5	3,0	17,0	49,0	42,0	107,0	243,0
5,0	6,0	35,0	98,0	85,0	214,0	487,0
10,0	12,0	70,0	196,0	169,0	418,0	974,0
$t = 1$ час						
0	0	0	0	0	0	0
2,5	0,0775	0,457	1,28	1,1	2,8	6,25
5,0	0,155	0,914	2,55	2,19	5,6	12,70
10,0	0,31	1,83	5,10	4,39	11,2	25,40
$t = 1000$ дней						
0	0	—	—	0	—	—
2,5	$0,98 \cdot 10^{-5}$	—	—	$1,4 \cdot 10^{-4}$	—	—
5,0	$1,96 \cdot 10^{-5}$	—	—	$2,8 \cdot 10^{-4}$	—	—
10,0	$3,9 \cdot 10^{-5}$	—	—	$5,6 \cdot 10^{-4}$	—	—

В рассмотренном примере скорость смещения слоя при  $\alpha=30^\circ$ ,  $y=H=10$  м,  $t=1000$  дней и  $a_c=0$ ,  $v_y=0,00056$  м/сутки = 5,6 м/сутки. Ясно, что при  $t \gg 1000$  дней  $v_y$  практически будет равна нулю. Тогда, если условно принять, что длительность сейсмического воздействия равна одному часу  $v_y=25,4$  м/сутки, а при  $t=1$  минута — 974 м/сутки.

ՍԵՅՍԱՄԻԿ ԱԶԳԵՑՈՒԹՅԱՆ ԴԵՊՔՈՒՄ ԹԵՔ ՇԵՐՏԱՎՈՐՈՒՄՈՎ  
ԳԵՏՆԱՀՈՂԱՅԻՆ ՇԵՐՏԻ ՏԵՂԱՇԱՐԺՄԱՆ ԱՐԱԳՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո մ

Հողվածում շարադրված են թեք հարթությանը տեղաշարժվող գետնահողային շերտի արագության որոշման խնդիրների լուծումները սահքային սողքի ոչ գծային օրենքի դեպքում գետնահողի սեփական կշռի և սեյսմիկ ադգեցությունների հաշվառումով:

S. R. MESCHIAN

DETERMINATION OF GROUND LAYER DISPLACEMENT VELOCITY  
BY MEANS OF INCLINED BEDDING AT SEISMIC EFFECTS.

Abstract

The paper gives the solution of the problem on determination of displacement velocity in viscous-plastic clay ground layer by means of inclined bedding with a nonlinear law of shear creep, taking account of both the material own weight effect on its rheological properties and seismic effects.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Будин А. Я. Прогноз времени оползневого смещения на основе учета реологических свойств горных пород.—В кн.: Современные методы прогноза оползневого процесса, М.: Наука, 1981. с. 85—95.
2. Дидух Б. И. Упругопластическое деформирование грунтов. М.: Изд. Университета дружбы народов (УДН), 1987. 166 с.
3. Маслов Н. Н. Некоторые новые принципы оценки степени устойчивости откосов и склонов.—В кн.: Тез. докладов X научной конференции ЛИСИ. Л.: ЛИСИ, 1952, с. 40—42.
4. Маслов Н. Н. Механика грунтов в практике строительства. М.: Стройиздат, 1977. 320 с.
5. Месчян С. Р. Экспериментальная реология глинистых грунтов. М.: Недра, 1985. 432 с.
6. Месчян С. Р. Прогноз скорости движения по наклонной поверхности оползневых грунтовых масс. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, с. 56—64.
7. Месчян С. Р. Расчет скорости смещения по наклонной поверхности вязких грунтовых масс.—Основания, фундаменты и механика грунтов, 1993, № 5.
8. Месчян С. Р. Реологические процессы в глинистых грунтах. Ереван: Айастан, 1992. 395 с.
9. Строганов А. С. Вязкопластическое течение грунтов.—Докл. к V международному конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению. М.: Госстройиздат, 1961. с. 194—202.
10. Тер-Мартirosյան Յ. Գ. Вязкопластическое течение наклонного весомого пласта при действии на его границах переменных во времени нагрузок и напоре.—Тр. Первого всеос. симпозиума по реологии грунтов. Дилижан, 1972. Ереван: Изд. Ереванского университета, 1973. с. 262—272.
11. Тер-Տեղանյան Գ. Ի. Օ մտևորոյն ունայնորոյն սկոնով. Երևան: Իզդ. ԱՊ ԱրմՏՏՐ, 1961. 42 ս.

В. Г. ГРИГОРЯН

## ИНЖЕНЕРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТА ПРИ СИЛЬНЫХ АФТЕРШОКАХ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ИХ СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

С целью выявления распределения динамических параметров и их сравнительного анализа были изучены наиболее сильные афтершоки Спитакского землетрясения с энергиями  $K=11\div 13$ , зарегистрированные акселерографами, работающими в ждущем режиме за последние несколько месяцев после основного толчка. Были установлены качественные и количественные зависимости между инженерными параметрами и основными очаговыми характеристиками. Сопоставление показало наличие некоторых региональных особенностей в распределении динамических параметров. Средние спектры реакции сильных афтершоков находятся в хорошем согласии с расчетными спектрами, вычисленными при аналогичных очаговых параметрах.

Определение региональных сейсмических воздействий является важнейшей составной задачей инженерной сейсмологии. Одним из районов, где имеется возможность впрямую, на основе экспериментальных данных, определить наиболее вероятные параметры воздействий для землетрясений средней силы, и далее путем сопоставления и сравнительного анализа с аналогичными параметрами для регионов со сходными геолого-тектоническими условиями оценить ожидаемые параметры воздействия для более сильных толчков, является эпицентральная зона Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. Сравнительно большой объем фактического материала в виде акселерограмм афтершоков этого землетрясения получен при полевых работах за период декабрь 1988 г.—март 1989 г. в зоне с линейной протяженностью примерно 50 км. Она занимала обширную территорию и захватывала крупные населенные пункты, в том числе города Гюмри (Ленинакан), Спитак, Степанаван, Ванадзор (Кировакан). Акселерографы, работающие в ждущем режиме и регистрирующие сильные движения грунта, были установлены непосредственно на грунте. Расстановка приборов и обслуживание осуществлялись ЭСЭ ИФЗ АН СССР.

На сейсмических станциях «Ленинакан» и «Степанаван» аппаратура размещалась на специальных бетонных постаментов. Грунты в местах установки акселерографов относятся ко II категории по сейсмическим свойствам. Общее количество пунктов регистрации—7.

Использовались акселерографы АСЗ—2 и ССРЗ—14 с чувствительностью соответственно 60 и 20 мм/г, работающие в ждущем режиме с прямой оптической регистрацией на киноплёнку шириной 70 мм. Наиболее сильные сейсмические события с энергиями в диапазоне  $11 < K < 13$  регистрировались одновременно в нескольких пунктах. По определениям координат афтершоков [7] устанавливались средние удаления приборов от эпицентров. Сводные данные об основных параметрах сильных движений приведены в табл. 1.

На основе полученных записей сильных движений грунта (из записей ускорений всех трех компонентов выбирались наиболее сильные и, как правило, большинство из них горизонтальные) представилась возможность определить инженерные параметры колебаний и провести их сравнительный анализ.

## 1. Максимальные ускорения грунта

В общем случае распределение максимальных значений ускорений грунта (без строгой дифференциации категории грунтов под регистрирующие приборы) достаточно закономерное.

Таблица 1  
Параметры сильных афтершоков Спитакского землетрясения

п/п №№	Дата	Время	Координаты		Класс энергии, $K^*$	Магнитуда, $M^{**}$	Глубина, $h$ , км	Число станций
			$\varphi$	$\lambda$				
1	31.12.80	04.07	40.90	44.10	12	4,44	10	6
2	04.01.89	07.29	40.79	44.34	12	4,44	5	6
3	08.01.89	16.53	40.88	44.27	11,8	3,72	10	4
4	30.03.89	16.36	40,97	43,97	12,3	4,66	10	2

\* Имеются разные определения значений  $K$  в разных источниках.

\*\* Магнитуда определена согласно формуле  $K = 1,8 M + 4$ .

Так, в случае землетрясений 31.12.88г. и 04.01.89г., энергия которых составляла 12, при среднем удалении от эпицентра 16,3 км всех шести пунктов регистрации среднее значение ускорения  $A_{max}$  составило  $62,8 \text{ см/с}^2$ . Если из данной выборки исключить аномальное значение ускорения, зарегистрированное в пункте «Торос» ( $154,4 \text{ см/с}^2$ ), то среднее для  $K=12$  окажется еще меньшей ( $37 \text{ см/с}^2$  при стандарте отклонения  $\sigma=20 \text{ см/с}^2$ ) и почти приравнивается к среднестатистическому для данных классов энергии. Следует отметить, что чрезмерно большое значение ускорения грунта в пункте «Торос» было зафиксировано и при толчке 30.03.89г. ( $K=12,3$ ), обусловленное, на наш взгляд, местными условиями. При толчке 04.01.89г. распределение ускорений достаточно ровное и закономерное. Сравнительно большое значение ускорения было зафиксировано в пункте «Джрашен»— $77,8 \text{ см/с}^2$ . Однако эта станция находилась ближе остальных к эпицентру—около 10 км при среднем удалении всех пунктов 20,7 км. Среднее значение ускорения для этого толчка, имеющего примерно такой же класс энергии по всем станциям, составило  $32,0 \text{ см/с}^2$ . При остальных двух толчках (08.01.89г. и 30.03.89г.), кроме вышеназванного большого значения  $A_{max}$  в пункте «Торос», большое значение ускорения зафиксировано и в «Налбанде»—около  $0,2 g$  во время землетрясения 08.01.89г. с энергией  $K=11,8$ . Без этих значений ускорений среднее  $A_{max}$  для землетрясения 08.01.89г. составляет  $63,9 \text{ см/с}^2$ , а для землетрясения 30.03.89г.— $26,5 \text{ см/с}^2$ , по остальным пунктам регистрации.

Среднее  $A_{max}$  для всех четырех событий, энергия которых колеблется в пределах  $K=11 \div 13$  ( $M=4,2 \div 4,6$ ) по всем регистрирующим станциям, составляет  $46,3 \text{ см/с}^2$  при стандарте отклонения 14, т. е. находится в пределах среднестатистических значений ускорений. Распределение ускорений близнормальное и хорошо сопоставляется с графиком распределения ускорений для землетрясений интенсивностью 6 баллов (нормативный диапазон ускорений для  $J=6$  баллов составляет  $30 \div 60 \text{ см/с}^2$ ). При этом, по данным [6], среднее  $A_{max}$  для землетрясений интенсивностью 6 баллов составляет  $42 \text{ см/с}^2$  при стандарте отклонений  $\pm 14$ . В табл. 2 приведены значения максимальных ускорений грунта и преобладающие периоды для сильных афтершоков Спитакского землетрясения.

Значения максимальных ускорений и преобладающих периодов сильных афтершоков Спитакского землетрясения

Пункт регистрации	Удаление от эпицентра, $\Delta$ , км	Максимальное ускорение грунта, $A_{max}$ см/с <sup>2</sup>	Преобладающий период, $T_{yc}$	Компонента	Среднее значение $A_{max}$ см/с <sup>2</sup>
Землетрясение 31.12.88г. ( $K=12,0$ )					
Налбанд	6,8	111,5	0,16	В-3	62,8
Торос	19,7	154,4	0,18	В-3	
Ленинакан	24,9	31,2	9,20	В-3	
Джрашен	13,7	39,0	0,16	В-3	
Мец-Парни	6,0	23,4	0,25	С-Ю	
Степанаван	27,5	19,5	0,22	В-3	
Землетрясение 04.01.89г. ( $K=12,0$ )					
Налбанд	14,3	35,1	0,16	С-Ю	32,0
Торос	39,8	23,4	0,15	С-Ю	
Джрашен	9,7	71,8	0,25	В-3	
Мец-Парни	17,0	27,3	0,14	С-Ю	
Кировакан	16,0	9,36	—	С-Ю	
Степанаван	25,7	24,96	0,11	В-3	
Землетрясение 08.01.89г. ( $K=11,8$ )					
Налбанд	11,5	197,8	0,2	В-3	106,5
Джрашен	14,0	92,8	0,17	С-Ю	
Мец-Парни	16,0	35,1	0,12	В-3	
Степанаван	16,0	—	—	С-Ю	
Землетрясение 30.03.89г. ( $K=12,3$ )					
Торос	12,4	249,6	0,12	В-3	135,5
Ленинакан	25,6	26,5	0,08	С-Ю	

Рассмотрим теперь зависимость  $A_{max}$  от энергии источника, по возможности, для большого диапазона изменения  $K$  (или магнитуды  $M$ ). С этой целью область варьирования значений ускорений экстраполирована до значения  $A_{max} = 0,2g$ , полученного при основном толчке (запись в пос. Гукасян,  $K=16,5$ ). Зависимость  $A_{max} = f(M)$ , по имеющимся данным, тогда можно аппроксимировать следующим выражением:

$$\lg A_{max} = 0,23 M + 0,67 \quad (1)$$

очевидно, при некотором дефиците в «промежутке», т. е. в интервале энергетических величин  $K=13 \div 16$ . В случае утверждения и придания достаточно надежного статистического веса данной аппроксимации можно будет рекомендовать региональные оценки ускорений при ожидаемых сильных землетрясениях.

Сопоставление результатов, полученных на основе данных местных землетрясений, со среднестатистическими позволяет с большей уверенностью говорить об объективности полученных оценок (особенно они надежны, когда сопоставляются регионы с близкими геолого-тектоническими условиями).

Сводные графики такого сопоставления представлены на рис. 1, где приведены кривые зависимости  $A_{max} = f(M)$ , полученные: 1) на основании анализа инструментальных данных сильных афтершоков Спитакского землетрясения; 2) на независимом материале по амери-

канским землетрясениям с  $M=4,2\div 7,7$  и 3) путем обобщения результатов исследований, приведенных в литературе [4, 5, 8, 9, 10 и др.]. При этом все три графика относятся к близочаговой зоне с  $\Delta \leq 25$  км. По приведенному сопоставлению можно сделать следующее важное

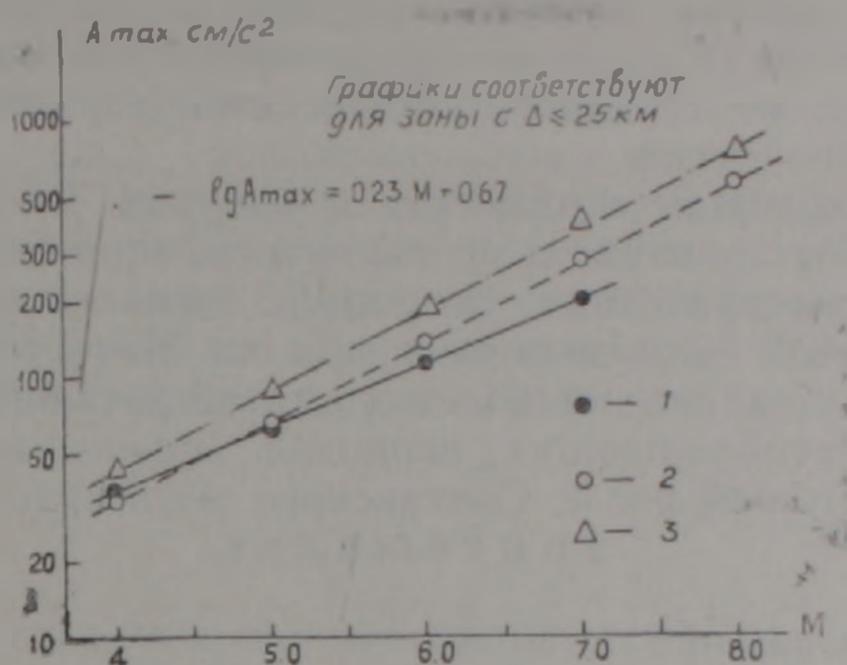


Рис. 1. Сопоставление графиков зависимости максимальных ускорений грунта от магнитуды землетрясения.

заключение (пока очень осторожное) — рост ускорений с увеличением значений магнитуд для нашего региона происходит несколько медленней по сравнению с другими двумя случаями. Но это утверждение необходимо в дальнейшем более обоснованно доказать на сравнительно представительном материале.

Выявить четкие зависимости  $A_{max} = \Phi(\Delta)$  оказалось сложнее ввиду неустойчивого характера такой зависимости вообще. Следуя общей закономерности этой зависимости, можно провести некую огибающую точек распределения ускорений от эпицентрального расстояния, которая будет характеризовать данную зависимость скорее качественно. Это экспоненциально спадающая кривая — от близких расстояний до больших  $\Delta$ . При этом сравнительный анализ показывает, что спад значений ускорений с увеличением расстояний в случае региональной кривой происходит несколько быстрее. Большую роль в этом может оказать среда, через которую проходит сейсмическое возмущение. Это второе очень важное, и опять таки пока предварительное заключение.

## 2. Преобладающие периоды максимальных ускорений

Значения преобладающих периодов максимальных ускорений —  $T_y$  измерялись непосредственно на записях, соответствующих максимальным амплитудам. Общий диапазон вариации значений  $T_y$  от 0,08 до 0,4 с (см. табл. 2). Наиболее часто встречаются значения  $0,15\div 0,2$  с, что характерно для данных энергий.

Распределение преобладающих периодов максимальных амплитуд ускорений нормальное и довольно четко выражается «пик» значений. Такое четко выраженное распределение преобладающих периодов, особенно в условиях далеко не строгой дифференциации грунтовых условий в местах регистрации колебаний, говорит о характере местных землетрясений, и в частности, генерации в преобладающем большинстве высокочастотных колебаний. Этот факт должен быть

учтен при рекомендации расчетных (стандартных) спектров воздействий или же региональных кривых  $\beta(T)$  с учетом также полученной в [3] зависимости  $T_a = f(M)$  для широкого диапазона магнитуд на основании сравнительного анализа данных большого числа сильных и слабых местных землетрясений.

Полученные оценки преобладающих периодов ускорений при сильных афтершоках Спитакского землетрясения находятся в хорошем соответствии со среднестатистическими данными по литературным данным.

Достаточно хорошая сходимость в оценках  $T_y$  получается и при независимом сопоставлении с результатами, приведенными в [1] по американским землетрясениям. Например, согласно [1], следуя выражению  $\lg T_a = 0,18M - 1,6$  значению энергии  $M = 4,4$  ( $K = 12$ ) соответствует  $T_a = 0,16$  с, а оно наиболее часто встречающееся значение в распределении преобладающих периодов максимальных ускорений для сильных движений после Спитакского землетрясения с энергиями  $K = 11 \div 13$ .

### 3. Спектры реакции

Спектры реакции с затуханиями 0,1; 0,16; 0,223 для наиболее сильных компонентов акселерограмм определялись для 16-и значений периодов свободных колебаний— $T$  от 0,05 с по 3,0 с. Всего было рассчитано 48 спектров  $\tau(T, \alpha)$  от всех четырех афтершоков, записанных в 7-и пунктах. Графики построены только для значения  $\alpha = 0,16$ . Общий разброс значений приведенных ускорений на спектрах достаточно велик. Однако, если опять из выборки исключить две записи, полученные в «Торосе», где фиксированы аномально большие ускорения грунта (во время толчков 31.12.88г. и 30.03.89г.), и одну—в пункте «Налбанд» (при 08.01.89г.), то в остальных случаях имеется достаточно стабильное огибающее всех спектров  $\tau(T, \alpha)$ . При рассмотрении же спектров для землетрясений одинаковых энергий, что имело место в случаях 31.12.88г. и 04.01.89г., разброс в значениях приведенных ускорений еще более уменьшится. Далее для сравнительной оценки сопоставлялись: 1—средний спектр  $\tau(T, \alpha)$  для 6-балльных землетрясений по результатам исследований [6]; 2—средний (расчетный) спектр реакции, построенный при идентичных очаговых параметрах ( $M = 4,4$ ;  $\Delta \leq 15$  км) согласно рекуррентной формуле  $\tau(T, \alpha) = \tau_{11}(T, \alpha) \cdot 10^{0,11M}$

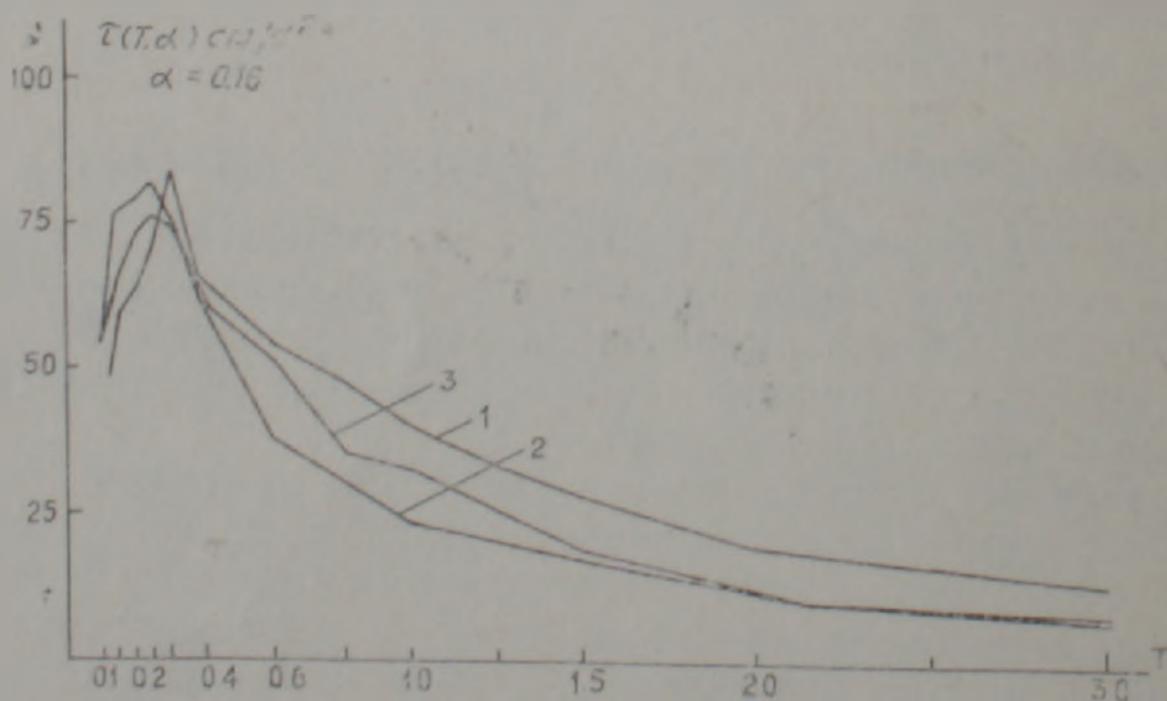


Рис. 2 Сопоставление средних спектров реакции.

полученной на основании анализа большого материала по сильным и разрушительным землетрясениям запада США [2]; 3—средний спектр реакции, полученный по 9-и акселерограммам сильных афтершоков Спитакского землетрясения ( $M=4,4$ ;  $\Delta \leq 15$  км). На рис. 2 приведены все сопоставляемые спектры. Хорошее совпадение спектров можно трактовать как относительно сходные условия генерации сейсмических возмущений. Однако более строгая постановка требует, во-первых, рассмотрения сравнительно большой статистики и, во-вторых, всестороннего изучения дополнительных факторов, формирующих сейсмический сигнал (например, глубины и механизма очагов, геологические и инженерно-геологические условия и т. д.). Кроме того, в данном случае сопоставлялись средние спектры реакции, которые достаточно грубо реагируют на исходные факторы. Поэтому, в дальнейшем в сопоставительный анализ должны будут привлекаться и Фурье-спектры.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основе анализа данных сильных афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. были выявлены некоторые закономерности в распределении динамических параметров воздействий и установлены качественные и количественные зависимости между этими параметрами и основными очаговыми характеристиками.

2. Произведен расчет спектров реакции акселерограмм, записанных в семи пунктах регистрации. Построен средний спектр  $\tau(T, a)$  для одинаковых энергетических величин.

3. Сравнительный анализ позволил выявить некоторые региональные особенности в распределении динамических параметров, в частности, от энергии и эпицентрального расстояния землетрясений. Сопоставление показало достаточно хорошую сходимость среднего спектра реакции, рассчитанного по сильным афтершокам Спитакского землетрясения, с расчетными, построенными при аналогичных очаговых параметрах.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА

Поступила 29.VII.1993

Վ. Գ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՈՒԺԵՂ ՀԵՏՑՆՑՈՒՄՆԵՐԻ ԺԱՄԱՆԱԿ ԳՐՈՒՆՏԻ  
ՏԱՏԱՆՈՒՄՆԵՐԻ ԻՆՖԵՆԵՐԱՅԻՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ  
ՀԱՄԵՄԱՏԱԿԱՆ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխատանքում բերվում են Սպիտակի երկրաշարժի ուժեղ հետցնցումների ժամանակ գրունտի տատանումների դինամիկ պարամետրերի բաշխարկաժուխան ուսումնասիրության և նրանց համեմատական վերլուծության արդյունքները:

Մասնավորապես ուսումնասիրվել են  $K=11 \div 13$  էներգիայի դասի հետցնցումները, որոնք գրանցվել են հիմնական ցնցմանը հաջորդող մի քանի ամսվա ընթացքում՝ սպասվող ռեժիմով աշխատող աբսելերոգրաֆների միջոցով: Դիտարկվել են հետևյալ բնութագրերը.

1 — գրունտների մաքսիմում արագացումների բաշխվածությունը և նրանց կախվածությունը օջախի էներգիայից և էպիկենտրոնային հեռավորությունից, 2 — մաքսիմում արագացումների պարբերությունների բաշխվածությունը և 3 — ռեակցիայի սպեկտրների հաշվարկ և համեմատական գնահատում: Ցույց է տրված, որ գրունտի արագացումների բաշխումը մոտ է նորմալ բաշխմանը և գտնվում է լավ համեմատության մեջ վեց բալի նետենսիվության (այսինքն՝ համադր ուժի) երկրաշարժերի արագացումների բաշխման գրաֆիկի հետ: Դիտարկված բոլոր շորս հետցնցումների համար միջին  $A_{max}$  կազմում է 46,3 սմ/վրկ<sup>2</sup>, շեղման  $\pm 14$  արժեքի դեպքում:

$A_{max} = f(M)$  ֆունկցիոնալ կախումը էներգիաների մեծ տիրույթի համար ստացվում է այն դեպքում, երբ այդ կախվածության օրենքը ընդմիջարկվում է դեպի էներգիաների ավելի մեծ արժեքներ: Ակնհայտ է, որ այս դեպքում գնահատված կախվածության վիճակագրական հավաստիությունը որոշ չափով նվազում է:

Պարզվել է, որ գրունտի մաքսիմում արագացումների կախվածությունը էպիկենտրոնային հեռավորությունից, տվյալ դեպքում ոչ լիովին է հրատակ (պետք է նկատի ունենալ այդ կախվածության անկայունության փաստը ընդհանրապես): Հետևելով  $A_{max} = \Phi(\Delta)$  կախվածության գոյություն ունեցող օրինաչափությանը, տարված է մաքսիմում արագացում-հեռավորության հեռավորությունից դեպի  $\Delta$ -ների առավել մեծ արժեքները: Ընդ որում, հայտնի է, որ բաշխումը եզրավորող կորը, որը բնութագրում է տվյալ կախվածությունը որակապես: Այն էքսպոնենցիալ ձևով նվազող կոր է՝ սկսած մոտ մեմատական վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ էպիկենտրոնային հեռավորության աճմանը զուգընթաց, արագացումների արժեքների նվազումը, տվյալ դեպքում, կատարվում է փոքր-ինչ ավելի արագ (միջին վիճակագրական տվյալների հետ համեմատած):

Գրունտների, մաքսիմում արագացումների պարբերությունների  $T_{max}$  արժեքները գնահատվել են անմիջապես արսելերոգրամներից:  $T_{max}$ -ի արժեքների փոփոխման տիրույթը գտնվում է 0,08-ից 0,4 վրկ. սահմաններում և ունի բավականին հստակ նորմալ բաշխում: Առավել հաճախ հանդիպող արժեքներն են 0,15—0,2 վրկ, որը, ի դեպ, բնութագրական է երկրաշարժերի տրվյալ էներգիաների դասի ( $K = 11 \div 13$ ) համար:

Ուժեղ հետցնցումների համար կատարված ռեակցիայի միջին սպեկտրների հաշվարկը և նրանց համեմատումը միջին կամ, այսպես կոչված, հաշվարկային սպեկտրների հետ (օջախների համարժեք պարամետրերի պայմաններում), ցույց տվեց, որ նրանք ունեն արժեքների բացահայտ ընդհանրություն, ինչպես ըստ ամպլիտուդների, այնպես էլ ըստ հաճախականության:

V. G. GRIGORIAN

## ENGINEERING PARAMETERS OF GROUND OSCILLATIONS AT STRONG AFTERSHOCKS OF THE SPITAK EARTHQUAKE AND THEIR COMPARATIVE ANALYSIS

### Abstract

In order to find out a distribution of dynamic parameters and to analyse them comparatively, the strongest aftershocks of the Spitak Earth-

quake with energies of  $K=11\div 13$ , which were recorded by accelerographs operating in stand-by mode for the several last months after the main shock, were studied. Qualitative and quantitative dependences of engineering parameters on the focus characteristics were found. The comparison revealed the presence of some regional specific features in the dynamic parameters distributions. The medium spectra of strong aftershock responses fit well to the theoretical spectra calculated for similar focus parameters.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аптикаев Ф. Ф., Гладышева Г. С., Итон Дж., Нерсесов И. Л. Связь параметров сейсмических колебаний при сильных и слабых землетрясениях.—В кн.: Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. Том 2, кн. 2. Душанбе-Москва: Изд. «Дониш», 1979, с. 129—139.
2. Григорян В. Г. Зависимость спектра реакции от магнитуды и эпицентрального расстояния сильного землетрясения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. XXXVI, № 1, с. 57—62.
3. Григорян В. Г. О возможности использования сейсмограмм местных слабых землетрясений для прогнозирования количественных параметров сейсмических воздействий.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, т. XXXIX, № 6, с. 36—43.
4. Иванова Т. Г., Пономарева О. Н., Штейнберг В. В. Ускорения колебаний грунта при землетрясениях.—В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 24, М.: «Наука», 1983, с. 39—52.
5. Краныпин П. Н., Штейнберг В. В. Параметры колебаний плотных грунтов при сильных землетрясениях.—В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 18, М.: «Наука», 1976, с. 23—35.
6. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван Изд. АН АрмССР, 1974, 165 с.
7. Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. Сейсмологические исследования. Источники и воздействие разрушительных сейсмических колебаний. Вопросы инж. сейсмологии, вып. 31, М.: «Наука», 1990, с. 4—29.
8. Сувилова А. В., Афанасьева В. В., Ярцева Н. С. Об оценке параметров движения грунта при расчетах сейсмического риска.—В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Изд. «Наука», 1975, с. 203—221.
9. Чернов Ю. К., Соколов В. Ю., Юркевич Е. В. Опыт количественных оценок сейсмической опасности территории в Приташкентском районе.—В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 28, М.: «Наука», 1987, с. 111—126.
10. Штейнберг В. В. Параметры колебаний грунтов при сильных землетрясениях.—В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 27, М.: «Наука», 1986, с. 7—22.

Г. Б. МЕЖЛУМЯН, Р. А. ТОРОСЯН

ОБ ОБНАРУЖЕНИИ ПЕРСПЕКТИВНОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В РУДНОМ ПОЛЕ МЕГРАДЗОРСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Научно обоснованными рекомендациями сотрудников ИГН НАН РА и целенаправленными поисково-разведочными работами коллектива геологов производственного объединения «Армгеология» за последние три-четыре десятилетия было установлено, что территория Республики Армения относится к одному из интереснейших регионов в отношении перспективных концентраций железных руд различных генетических типов и формаций [4]. Свидетельством этого является открытие в 1986 г. скрытых железорудных залежей в Памбакском рудном районе. Здесь, в его центральной части, в 2 км к северу от известного Меградзорского месторождения железистых кварцитов метаморфоенного происхождения [3, 4] на Меградзорском золоторудном месторождении, на глубине 300—500 м от дневной поверхности, были обнаружены значительные скопления метасоматических железных руд. Руды морфологически представлены крутопадающими жилами и линзобразными залежами, а также зонами прожилково-вкрапленных руд, небольшими гнездами и шширами.

Меградзорское рудное поле занимает весьма сложную структурно-тектоническую позицию. Оно расположено на стыке двух структурно-фациальных зон (Севано-Амасийской и Анкаван-Запгезурской) вдоль Анкаван-Запгезурского регионального разлома глубинного заложения [1, 2] и характеризуется гетерогенным мозаично-блоковым геологическим строением. В геологическом строении района месторождения участвуют верхнепротерозойские метаморфические сланцы и амфиболиты основания, меловые осадочные (терригенно-карбонатные) и среднеэоценовые вулканогенно-осадочные геосинклинальные толщи, раннеорогенные вулканогенные образования верхнего эоцено-олигоцена, а также поздне-орогенная наземно-вулканогенная толща миоплицена. В геологическом строении месторождения широкое участие принимают также интрузивные и даечные породы юрско-мелового (плагнограниты и гранодиориты) и верхнеэоцен-олигоценового (гранодиориты, граносиениты, сиениты, монзониты, монцодиориты, щелочные и нефелиновые сиениты, граносиенит-порфиры, диабазы, диорит-порфиры, минетты) возрастов. В рудном поле широко проявлены процессы регионального метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой ступеней), контактно-метасоматические явления (ороговикование и скарнирование), пропилитизация, березитизация и аргиллизация.

На Меградзорском золоторудном месторождении наиболее крупная железорудная залежь расположена на западном фланге Центрального участка, в промежутке между Слепым и Вторым золоторудными телами (рис. 1). Она в плане имеет форму волнообразно изгибающейся жилы длиной 350 м при средней мощности 8 м (мощность ее в раздувах достигает до 20 м, а в пережимах составляет 0,8—1,0 м). Общее простирание залежи С—СЗ с падением на В-ЮВ под углом 65—85°. Железорудная залежь залегает вдоль экзоконтакта граносиенитовой интрузии и сопровождается интенсивной околорудной эпидотизацией и окварцеванием.

Главными рудными минералами являются магнетит и мушкетовит, а нерудными—эпидот, гранат и кварц; присутствуют также гематит и пирит. В незначительном количестве встречаются халькопирит, халькозин, борнит и ковеллин.

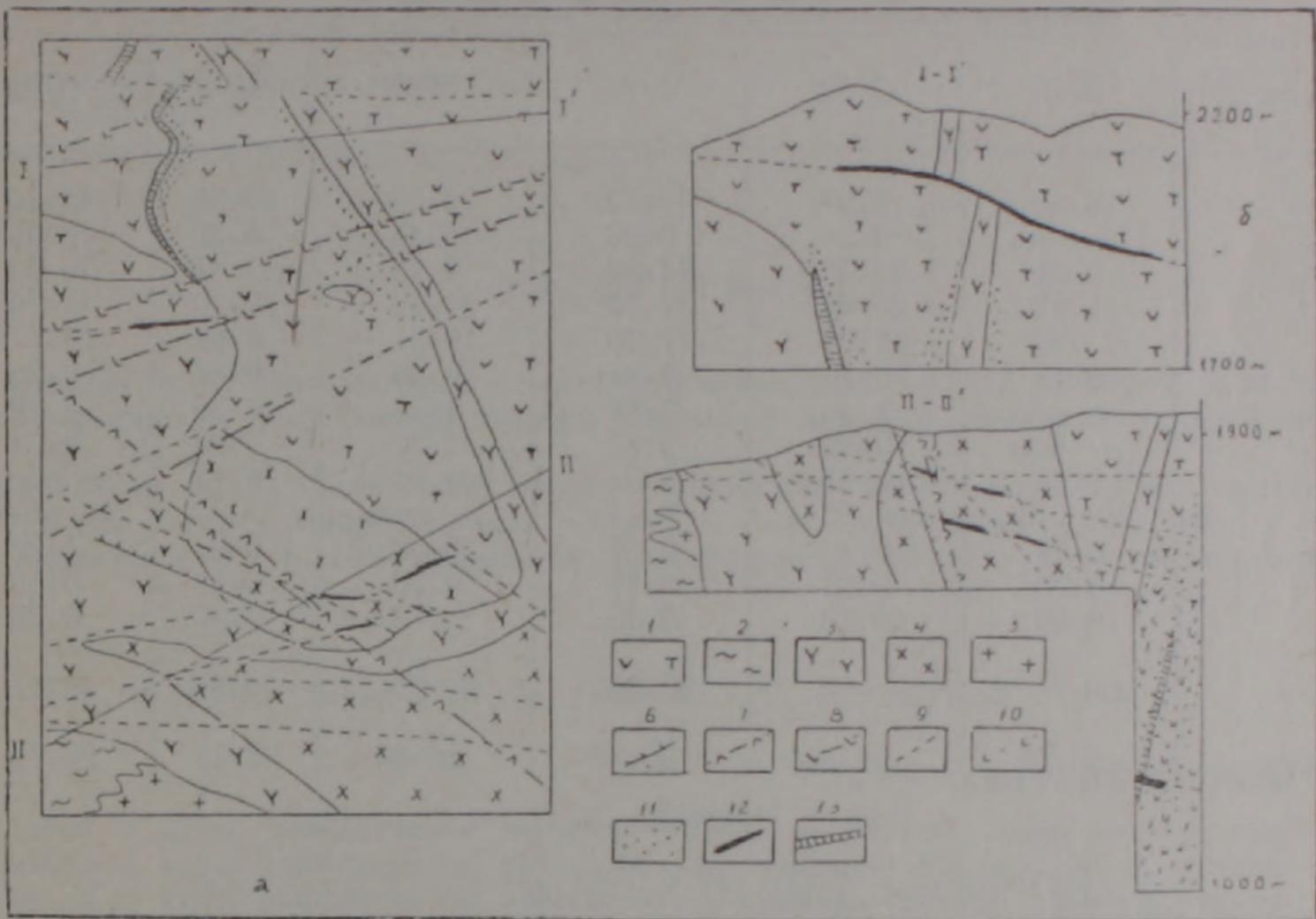


Рис. 1. Геологический план горизонта 1820 м (а) и разрезы (б) западного фланга Центрального участка Меградзорского золоторудного месторождения. 1—среднеэцевая вулканогенная толща (андезиты, андезитодациты, их туфы и туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники); 2—докембрийская метаморфическая толща (кварц-хлорит-серицитовые, углистые кварц-мушкетовит-биотитовые, эпидот-хлорит-амфиболовые сланцы и амфиболиты); 3—граносиениты, граносиенит порфиры и кварцевые сиениты; 4—моцзониты; 5—плагнограниты; 6—аплиты; 7—дайки диорит-порфиритов; 8—дайки лампрофиров (минетт); 9—зоны березитизации и аргиллизации; 10—участки скарнирования; 11—кварцевые эпидозиты; 12—золоторудные тела; 13—магнетитовые руды.

По минеральному парагенезису, количественному соотношению главных рудообразующих минералов и химическому составу железные руды Меградзорского золоторудного месторождения относятся к магнетит-мушкетовитовому типу с невысоким содержанием серы. По содержанию железа на месторождении выделяются богатые массивные, средние рядовые брекчиевидные и бедные, прожилково-вкрапленные магнетит-мушкетовитовые руды.

При сравнении результатов химических анализов выделенных трех разновидностей магнетит-мушкетовитовых руд наблюдается закономерное изменение (от богатых к бедным) содержания главных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ), характерных для железных руд (табл. 1).

Магнетит-мушкетовитовые руды обычно характеризуются аллотриоморфнозернистой структурой; гранат-магнетитовые разновидности отличаются гиллидоморфнозернистой структурой.

Постмагматическое эндогенное рудообразование на Меградзорском золоторудном месторождении во времени имело место в два этапа: ранний или окисно-железорудный и поздний—сульфидно-золоторудный, которые пространственно обособлены и отчетливо разли-

чаются как по схеме стадийности минерализации, составу и характеру окolorудных изменений, так и по геолого-генетическим и физико-химическим особенностям условий их образования.

Таблица 1

Результаты химических анализов\*) различных типов железных руд Меградзорского золоторудного месторождения, в %

Оксиды	3796	3784	3793	3787	3795	3785
SiO <sub>2</sub>	16.40	6.62	19.12	34.61	29.88	43.10
TiO <sub>2</sub>	не обн.	0.55	0.23	0.41	0.55	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.38	14.00	14.30	9.13	11.43	10.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51.93	46.48	32.70	31.14	22.10	17.74
FeO	23.15	28.01	17.96	18.31	8.62	10.77
MnO	0.18	0.25	0.25	0.25	0.48	0.22
CaO	не обн.	2.38	5.88	3.78	11.20	7.22
MgO	не обн.	0.80	3.84	1.20	6.90	2.64
H <sub>2</sub> O	0.01	не обн.	0.03	не обн.	0.18	не обн.
и.п.п.	не обн.	не обн.	5.14	не обн.	7.12	не обн.
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.40	0.20	0.60	0.22	1.20
K <sub>2</sub> O	0.20	0.22	0.19	0.20	0.12	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.13	0.36	0.13	0.36	0.25
Сумма	100.48	99.84	100.25	99.75	99.96	39.27
Fe(общ)	55.91	54.32	36.85	36.04	22.17	20.79

Наименование проб: № 3796 и № 3784—богатые магнетитовые руды с содержанием пирита 2—3%; № 3787—средняя по богатству магнетитовая руда с содержанием пирита 1—2%; № 3793—средняя по богатству магнетитовая руда с содержанием пирита до 18—20%; № 3795—бедная магнетитовая руда с примесью пирита 3—5%; № 3785—бедная редковкрапленная магнетитовая руда с примесью пирита 3—4%.

Оруденение железа пространственно размещено в породах вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена, контактирующей с интрузивом граносиенита верхнеэоцен-нижнеолигоценного возраста.

Железные руды здесь образовались метасоматическим путем в результате взаимодействия высокотемпературного флюидного раствора и вмещающих алюмосиликатных пород вулканогенно-осадочной толщи эоцена с образованием новых минералов (магнетита, мушкетовита, эпидота, актинолита, хлорита), устойчивых в создавшихся новых физико-химических условиях рудообразования.

На данной стадии изученности выявленные особенности: характер оруденения, типы текстур и структур железных руд, взаимоотношение жил различного минерального состава, факты широкого развития реликтов рудообразующих рудных и нерудных минералов, пересечения и разъедания магнетитом раздробленных силикатных минералов (замещение их вплоть до образования псевдоморфоз) указывают на метасоматическое происхождение\*\*, магнетит-мушкетовитовых руд на Меградзорском золоторудном месторождении.

В заключение следует отметить, что имеющиеся предварительные данные по железным рудам, полученные попутно при проведении поисково-разведочных работ на золото, на Центральном участке Меградзорского месторождения позволяют этот объект в отношении

\*) Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН НАН РА, аналитик З. Ш. Гаспарян.

\*\*\*) Рудно-формационная принадлежность рассматриваемых железных руд подлежит дальнейшему детальному изучению.

промышленной концентрации железных руд рассматривать как перспективный, заслуживающий дальнейшего детального изучения. Для окончательной оценки промышленных перспектив месторождения рекомендуется постановка предварительных поисково-разведочных комплексных геолого-геофизических работ на железные руды

Институт геологических наук  
НАН РА,  
Управление геологии РА

Поступила 2.X.1990

## ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Изд. Айпетрат, 1958, 430 с.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 184 с.
3. Карапетян А. С. Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 348 с.
4. Межлумян Г. Б. Формационная классификация железорудных месторождений

Известия НАН РА. Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 1, 49—52.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Б. АБОВЯН

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКАНДИЯ В ПОРОДАХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

В настоящей работе использовано большое число приближенно-количественных спектральных анализов\*, на основании которых получены новые цифровые данные, значительно отличающиеся от ранее опубликованных [1]. Совершенно новыми являются данные по содержанию скандия в хромитовых рудах. Сравнение полученных результатов спектрального анализа по скандию с имеющимися в литературе данными химического анализа [2] показывает их хорошую сходимость (табл. 1).

Таблица 1

Спектральные и химические анализы Sc

Наименование минералов	Данные по спектральному анализу		Литературные данные по химическому анализу [2]	
	Кол-во анализов	Sc в %	Кол-во анализов	Sc в %
Ортопироксен	21	0,0026	19	0,0026
Клинопироксен	65	0,0065	16	0,0058

Исследованиями были охвачены породы Мумухан-Красарского, Катнахпюр-Карахачского, Желто- и Чернореченского, Шоржинского, Артанишского, Джил-Сатанахачского, Шишканинского, Караиман-Зод-Гейдаринского, Левчайского и Ипякского расслоенных массивов Се-

\* ) Чувствительность приближенно-количественного спектрального анализа на приборе ДФС—13 составляет 0,0005%.

промышленной концентрации железных руд рассматривать как перспективный, заслуживающий дальнейшего детального изучения. Для окончательной оценки промышленных перспектив месторождения рекомендуется постановка предварительных поисково-разведочных комплексных геолого-геофизических работ на железные руды

Институт геологических наук  
НАН РА,  
Управление геологии РА

Поступила 2.X.1990

## ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Изд. Айпетрат, 1958, 430 с.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 184 с.
3. Карапетян А. С. Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 348 с.
4. Межлумян Г. Б. Формационная классификация железорудных месторождений

Известия НАН РА. Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 1, 49—52.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Б. АБОВЯН

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКАНДИЯ В ПОРОДАХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

В настоящей работе использовано большое число приближенно-количественных спектральных анализов\*, на основании которых получены новые цифровые данные, значительно отличающиеся от ранее опубликованных [1]. Совершенно новыми являются данные по содержанию скандия в хромитовых рудах. Сравнение полученных результатов спектрального анализа по скандию с имеющимися в литературе данными химического анализа [2] показывает их хорошую сходимость (табл. 1).

Таблица 1

Спектральные и химические анализы Sc

Наименование минералов	Данные по спектральному анализу		Литературные данные по химическому анализу [2]	
	Кол-во анализов	Sc в %	Кол-во анализов	Sc в %
Ортопироксен	21	0,0026	19	0,0026
Клинопироксен	65	0,0065	16	0,0058

Исследованиями были охвачены породы Мумухан-Красарского, Катнахпюр-Карахачского, Желто- и Чернореченского, Шоржинского, Артанишского, Джил-Сатанахачского, Шишканинского, Караиман-Зод-Гейдаринского, Левчайского и Ипякского расслоенных массивов Се-

\* ) Чувствительность приближенно-количественного спектрального анализа на приборе ДФС—13 составляет 0,0005%.

ванского и Азизкентской, Бахчаджухской и Црдутской групп Ведицкого пояса Малого Кавказа. Для рассматриваемых массивов характерна макрорасслоенность, т. е. они состоят из относительно мощных слоев однородных пород—ультрамафитов—в нижней части, мафитов—в средней и кварцевых диоритов—в верхней со скрытой расслоенностью и пачек сравнительно тонкого ритмического чередования (ритмично-расслоенных пород), расположенных между ними [1].

Среди ультрамафитовых пород нижних слоев массивов опробованию подверглись перидотиты серпентинизированные, их жильные (пегматоидные) разновидности—пироксениты, а также хромитовые руды, генетически связанные с ультрамафитами. Среди мафитовых пород средних слоев массивов—габбро-нориты, габбро, габбро-пегматиты и среди пород среднего состава верхних слоев—диориты, кварцевые диориты. Всего было отобрано 736 проб из пород и 133 пробы из породообразующих минералов (орто- и клинопироксенов и амфиболов). Средние составы скандия в изученных породах приведены в табл. 2.

Таблица 2

Параметры распределения скандия

Наименование пород	Кол-во проб.	$\bar{X}$	S	A	E	Закон распределения
Перидотиты серпентинизированные	104	0,0040	0,0096	1,35	-0,74	Логнормальный
Пироксениты (жильные)	86	0,0048	0,0060	2,08	1,29	— " —
Хромитовые руды	20	0,0045	0,01	0,86	-2,16	— " —
Габбро-нориты, габбро	372	0,0040	0,01	1,86	1,3	— " —
Габбро-пегматиты	56	0,0050	0,0094	2,17	-0,26	— " —
Кварцевые диориты	98	0,0030	0,0065	1,79	-0,21	— " —

X—среднее содержание, S—среднеквадратичное отклонение, A—асимметрия, E—эксцесс.

Согласно данным табл. 2 среди ультрамафитовых пород нижних слоев массивов содержание скандия возрастает от перидотитов к их жильным разновидностям—пироксенитам. Близкие к последним содержания скандия обнаруживают и хромитовые руды. В дунитах содержание скандия оказалось ниже чувствительности анализа. Среди мафитовых пород средних слоев содержание скандия возрастает от габбро-норитов к габбро и габбро-пегматитам. Наиболее низкие содержания скандия обнаруживают породы верхних слоев—кварцевые диориты. Таким образом, наибольшие содержания скандия отмечаются в жильных и пегматоидных разновидностях ультрамафитовых и мафитовых пород.

С целью выяснения закона распределения скандия в исследованных породах результаты анализов были статистически обработаны (табл. 2). Сравнение полученных данных с критическими значениями асимметрии и эксцесса показывает, что распределение скандия в рассматриваемых породах подчиняется логнормальному закону.

Учитывая, что ультрамафитовые породы нижних слоев массивов представлены на 90% серпентинизированными перидотитами (дуниты 8%, пироксениты 2%), величина среднего содержания в указанных породах может быть принята равной 0,004%. Эта величина в восемь раз выше кларкового содержания скандия в ультрамафитовых породах по данным А. П. Виноградова [3], в 2,7 раза выше по данным К. К. Турекьяна и К. Х. Ведеполя [5] и примерно соответствует кларковому содержанию по данным В. М. Гольдшмидта [4].

Величина среднего содержания скандия в мафитовых породах средних слоев массивов также составляет 0,004%, что в 1,9 раза выше кларковых содержаний скандия в основных породах по А. П. Виноградову [3], в 3 раза выше по данным В. М. Гольдшмидта [4] и 1,3 раза выше кларковых содержаний по данным К. К. Турекьяна и К. Х. Ведеполя [5].

Среднее содержание скандия в верхних кварцево-диоритовых слоях массивов, по данным указанных исследователей (табл. 3), на порядок выше кларковых содержаний скандия в породах среднего

Таблица 3

Наименование пород	Кларки скандия			
	Кларки Sc в %			
	По Виноградову	по Гольдшмидту	по Турекьяну и Ведеполю	Наши данные
Ультрамафитовые	0.0005	0.0046	0.0015	0.004
Мафитовые	0.0024	0.0013	0.0030	0.004
Средние	0.00025	0.00046	0.0003	0.003

состава. Наблюдаемое расхождение, по-видимому, можно объяснить обогащенностью изученных кварцевых диоритов темнотемным железосодержащим минералом—амфиболом, в котором среднее содержание скандия на основании 47 анализов составляет 0,025%.

Несколько повышенные содержания скандия наблюдаются и в породообразующих клинопироксенах ультрамафитовых и мафитовых пород—0,0065% и пониженные—в ортопироксенах—0,0026%, против кларковых содержаний скандия в указанных породах (табл. 1).

Самостоятельных минералов скандия в исследованных породах не образует, он полностью рассеян в породообразующих железомagneзиальных минералах—орто—и клинопироксенах и роговых обманках. В полевых шпатах и кварцах скандия не обнаружен. Такой характер рассеяния скандия в породообразующих минералах объясняется близостью размеров ионного радиуса трехвалентного скандия (0, 83 Å) и двухвалентного железа (0, 83 Å) а также двухвалентного магния (0, 78 Å) и способностью гетеровалентного замещения ионов двухвалентного железа и магния трехвалентным скандием. Однако, значения электроотрицательности, более близкие для скандия и железа, позволяют говорить о более предпочтительной связи скандия с двухвалентным железом, чем с магнием. В табл. 4 приведены

Таблица 4

Наименование пород	Кол-во проб	Сод. Sc в %	Mg	ΣFe	Средние содержания Sc, Mg, Fe и изменение содержания	
					$\frac{Sc \cdot 1000}{Mg}$	$\frac{Sc \cdot 1000}{\Sigma Fe}$
Перидотиты серпентинизированные	104	0.004	20.62	6.35	0.19	0.63
Пироксениты (жилые)	86	0.0048	15.34	6.52	0.31	0.74
Хромитовые руды	20	0.0045	8.75	11.07	0.51	0.41
Габбро-нориты, габбро	372	0.0040	4.66	5.82	0.85	0.69
Габбро-пегматиты	56	0.0050	5.16	5.39	0.97	0.93
Кварцевые диориты	98	0.0030	2.63	5.76	1.14	0.54

величины отношений  $Sc \cdot 1000/Mg$  и  $Sc \cdot 1000/Fe$  для исследованных пород, которые возрастают от серпентинизированных перидотитов к их жильным разновидностям—пироксенитам и от габбро-норитов и габбро к их пегматондным разновидностям—габбро-пегматитам. Минимальные значения  $Sc \cdot 1000/Fe$  отмечаются в кварцевых диоритах и хромитовых рудах. Так как в последних отсутствуют железо-магнезиальные силикаты, по-видимому, распределение скандия в них подчиняется другим закономерностям.

Из вышесказанного вытекают следующие выводы:

1. Наибольшими концентрациями скандия характеризуются конечные продукты дифференциации ультрамафитовой магмы—пироксениты и мафитовой—габбро-пегматиты. Повышенные, по сравнению с кларковыми, содержания скандия в исследованных породах объясняются общей обогащенностью скандием родоначальной магмы, результатом гравитационной дифференциации которой являются описываемые расслоенные интрузивы.

2. Несмотря на близость ионных радиусов трехвалентного скандия с двухвалентным железом и магнием в породообразующих железо-магнезиальных силикатных минералах, значения электроотрицательности более близкие для скандия и железа, позволяют говорить о более предпочтительной связи скандия с железом, чем с магнием.

Институт геологических наук  
НАН РА

Поступила 10.1.1995.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1981, 396 с.
2. Абдуллаев З. Б. и др. Геохимия редких элементов в ультраосновных породах и колчеданных месторождениях Азербайджана. Баку: «ЭЛМ», 1984, 128 с.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
4. Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М.: Изд. ИЛ, 1952, с. 9—16.
5. Turekian K. K., Wedepol K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust. Bull. Geol. Soc. of Amer., № 72, 1966. p. 175—191.

Ю. Р. КАГРАМАНОВ

## ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РАЗДАНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Разданское куполовидное поднятие, расположенное в пределах Приереванской депрессии, закартировано бурением глубоких и структурных скважин и по кровле первого песчаного горизонта нижней подсвиты шорахбюрской свиты (нижний-средний олигоцен) представляет собой антиклиналь, нарушенную системой разломов (рис. 1).

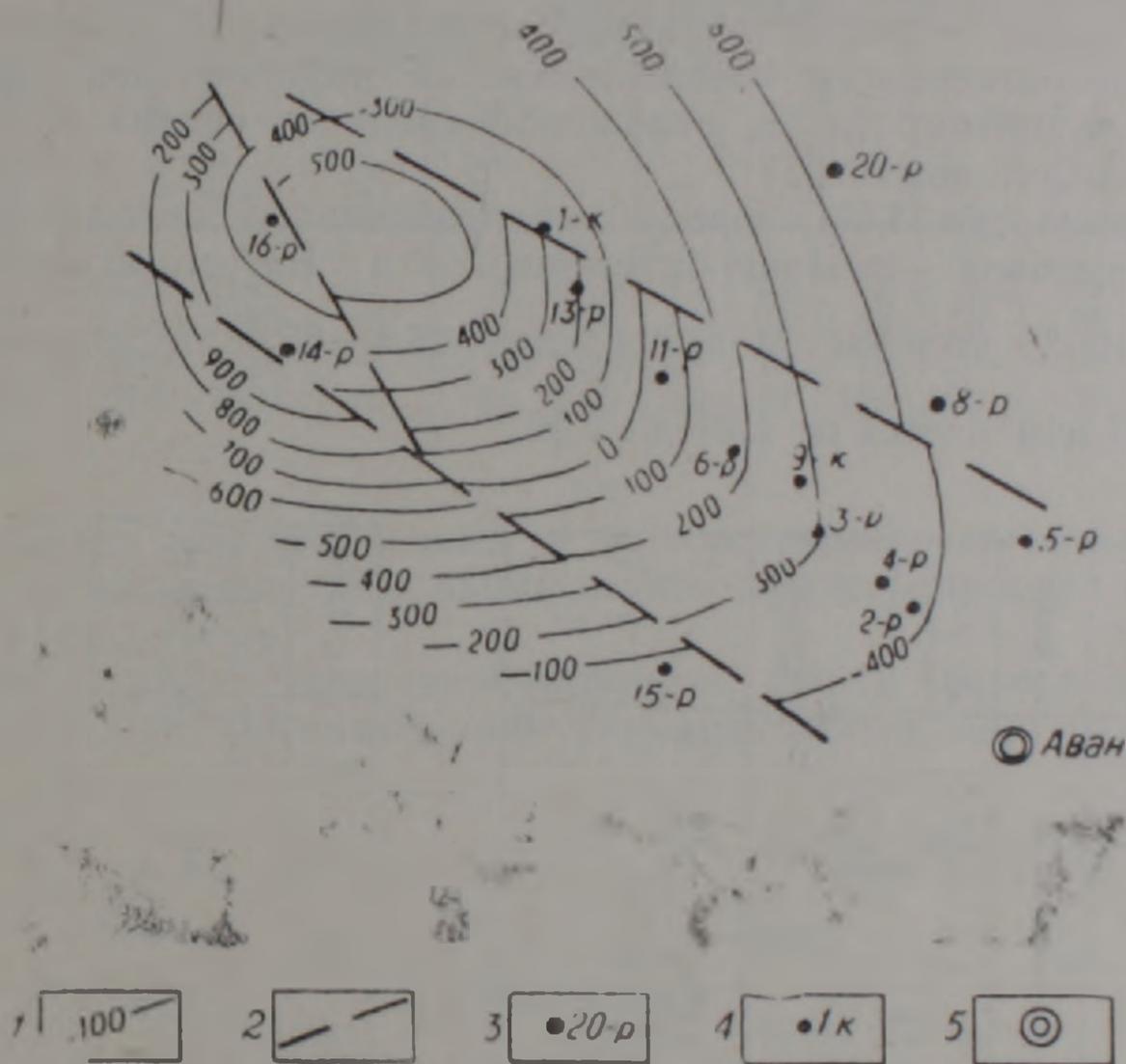


Рис. 1 Разданская антиклиналь. Структурная карта по кровле первого песчаного горизонта нижней подсвиты шорахбюрской свиты (нижний-средний олигоцен). Составил Ю. Р. Каграманов. 1—изогипса по кровле первого песчаного горизонта нижней подсвиты шорахбюрской свиты; 2—тектоническое нарушение; 3—глубокая скважина; 4—структурная скважина; 5—населенный пункт.

За исключением двух (скв. 14-р, 16-р) ни одна из глубоких скважин не вышла из отложений верхнего эоцена. При бурении скважин в этих отложениях были отмечены интенсивные газопроявления. Например, в скв. 11-р в интервале 1486—1930 м зафиксированы газопроявления на 10 различных гипсометрических уровнях с высокими показаниями газового каротажа (до 4%). Глубинная проба воды, отобранная в интервале 1880—1864 м, характеризовалась высокой газонасыщенностью (988 см<sup>3</sup>/л). Давление насыщения растворенного в воде газа составило 5,1 МПа; коэффициент газонасыщенности—0,3. При бурении этой же части разреза в скв. 13-р (1780—1810 м), занимающей более высокое структурное положение на Разданской антиклинали, после интенсивного газонасыщения раствора произошло от-

крытое фонтанирование. То же повторилось и при вскрытии интервала 1820—1827 м [1].

В разрезе скважин, расположенных в повышенных участках антиклинали, наблюдаются аномальные зоны насыщения органическим веществом отложений верхнего эоцена. Так, в скв. 14-р вниз по разрезу верхнеэоценовых отложений при незначительном изменении содержания  $C_{орг}$ , от 0,27 до 0,37 отмечается увеличение отношения хлороформенного битумоида к спиртобензольному битумоиду (ХБ/СББ) от 0,64 до 4,31 при высокой битуминозности пород (5—82%). Тенденция к увеличению битуминозности пород в низах верхнего эоцена наблюдается и в скв. 11-р, 13-р и 15-р. Такая обогащенность битумоидом пород возможна, по-видимому, за счет миграции углеводородов из подстилающих среднеэоценовых отложений, в кровле которых могут быть залежи нефти. В пределах Приереванской депрессии аналогичная закономерность наблюдается на крупном Вохчаберд-Шоракбюрском поднятии, где из отложений среднего эоцена и палеоцена получены притоки нефти [2].

По данным скв. 14-р, породы среднеэоценовых отложений характеризуются высокой степенью битуминозности. Битумный коэффициент  $\beta = \frac{ХБ}{C_{орг}} \cdot 100\%$  колеблется в пределах 48,4—85,4, а отношение ХБ/СББ изменяется от 1,24 до 2,26.

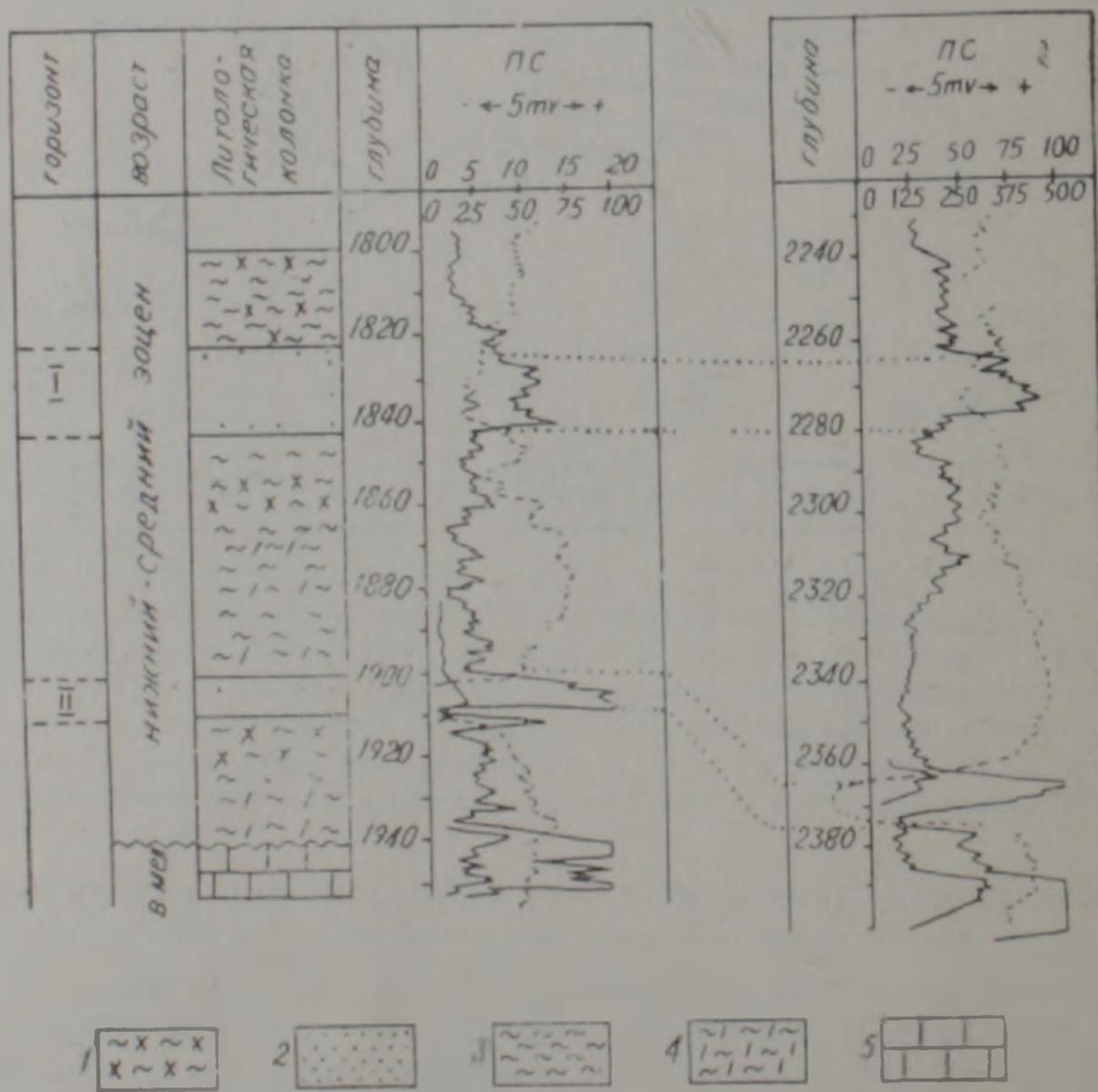


Рис. 2. Корреляция возможно нефтегазоносных песчаных горизонтов в скв. 14-р. Составил Ю. Р. Каграманов. 1—алевролит глинистый; 2—песчаник; 3—глины; 4—аргиллит алевролитистый; 5—известняки.

В отложениях среднего-нижнего эоцена выделяются два песчаных горизонта (рис. 2), которые дважды повторяются в разрезе скв. 14-р (I гор. 1825—1842 и 2258—2273 м; II гор. 1902—1910 и 2360—

—2370 м). По данным промыслово-геофизических исследований, отмечается резкое увеличение удельного сопротивления пород указанных горизонтов, расположенных под взбросом (табл. 1).

Такое повышенное сопротивление песчаных горизонтов в интервалах 2258—2273 и 2360—2370 м, видимо, связано с нефтегазонасыщенностью.

Таблица 1

Результаты обработки БКЗ по скв. 14-р.

Возраст	Горизонт	Интервал залегания горизонта, м	Мощность горизонта, м	Эффект мощность, м	З о н ы					Удельн. сопротивл. зоны проникн. о.м.м	Удельн. сопротивл. пород, о.м.м	ПС, мВ
					0,55	1,05	2,25	4,25	8,05			
Нижний- средний эоцен	—	1825—1842	17	9	9	12	13	6	5,5	10	5	10
	—	2258—2273	15	11	18	45	95	90	75	42	90	8
	—	1902—1910	8	8	20	37	20	20	23	28	21	30
	—	2360—2370	10	10	25	50	112	185	175	50	130	30

Возможно, нефтенасыщены и верхнемеловые отложения, в которых при бурении скв. 14-р наблюдались нефтепроявления в виде пленок нефти в растворе.

Таким образом, вышеперечисленные факты позволяют Разданскую антиклиналь рассматривать как возможный нефтегазопромысловый объект.

ИГН НАН РА

Поступила 21.VIII. 1994

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Каграманов Ю. Р., Атанесян Г. З., Солодков В. К. Геолого-геохимические особенности мезозойско-кайнозойских отложений Армянской ССР.—Геология нефти и газа, 1981, № 6, с. 47—50.
2. Каграманов Ю. Р. Перспективы нефтегазонасыщенности Вохчабердского плато и прилегающих площадей.—Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1994, № 2, с. 20—26.

А. В. МУРАДЯН, Р. С. КУЗАНЯН

УГЛЕВОДОРОДНЫЙ СОСТАВ ГАЗА И КОНДЕНСАТОВ  
АВАНСКОГО СОЛЕРУДНИКА

Газохроматографическое изучение углеводородов (УВ) Аванского месторождения каменной соли показало присутствие метана, его гомологов и более тяжелых УВ газов во включениях, содержание которых колеблется в зависимости от текстуры и слоистости породы. Анализ жидких УВ позволил идентифицировать их как легкий ароматический конденсат, относящийся по химическому типу нефтей к категории «А».

Битуминологическое изучение Аванского месторождения каменной соли, предпринятое рядом авторов [2] для выяснения потенциальной нефтегазоносности района, показало присутствие в породах битумов, в основном смолисто-асфальтенового типа. Однако, наличие битумов не является достаточным критерием для оценки перспектив на нефтегазоносность, отвечающим условиям генераций УВ определенного фазового состояния. С целью выявления геохимических признаков нефтегазоносности Приереванского бассейна нами предпринято газохроматографическое (ГХ) исследование проб, взятых из различных пластов Аванского месторождения каменной соли.

Известно [7], что соляные структуры нередко сопровождаются скоплениями УВ, а залежи нефти в соляных куполах представляют собой пример структурных ловушек, образованных в результате тектонических явлений.

По характеру строения Аванское месторождение каменной соли относят [1] к числу самых сложных и деформированных соляных структур, известных в литературе.

Выходы нефти обнаружены в отложениях неогенового возраста, которые представлены среднемиоценовой гипсоносно-глинистой толщей мощностью до 500 м и соленосно-глинистой толщей мощностью до 700 м. Образцы из Аванского солерудника проанализированы на газовых хроматографах ЛХМ 8МД с детектором по теплопроводности и Цвет-100 с пламенно-ионизационным детектором, чувствительность определения которого по пропану составляет  $10^{-3}$  % об. Данные хроматографического анализа образцов жидких углеводородов обрабатывали соответственно методическим указаниям РД-39-11-223-79 [6] по определению химического типа нефтей.

Результаты экспериментов по анализу рассеянных газов (табл. 1) показали присутствие метана, его более тяжелых гомологов: этана, пропана, бутана, определяемых в виде  $\sum_{n=1}^4 C_n H_{2n+2}$ , и высокомолекулярных УВ газов. Таким образом, наши данные подтверждают имеющиеся в литературе факты [4,5] и свидетельствуют о том, что в составе соляных отложений содержатся те же компоненты, что в газах нефтяных и газовых месторождений.

Следует отметить, что во включениях содержание газообразных УВ колеблется в зависимости от текстуры и слоистости породы. Так, содержание  $\sum_{n=1}^4 C_n H_{2n+2}$  изменяется на порядок при сравнении образцов №9 и №12, что не наблюдается для высокомолекулярных УВ. Кроме того, скопления газов УВ обнаружены в открытых порах и

трещинах, тогда как в закрытых таковые практически отсутствовали. По всей вероятности, это является следствием процессов миграции в гипсоносных отложениях, которые благодаря своей трещиноватости могут служить коллекторами из возможно существующих залежей УВ в отложениях, подстилающих соленосную толщу.

В хроматограммах проб жидких УВ (табл. 2) присутствуют алканы  $C_{12}$  до  $C_{23}$  и изопреноиды от  $C_{14}$  до  $C_{21}$ , исключая  $C_{17}$ .

Таблица 1

Содержание газообразных углеводородов в породах  
Аванского месторождения каменной соли (% об)

Номер образца	Порода, пласт	$\sum_{n=1}^4 C_n H_{2n+2}$	Высшие
1	Каменная соль, пласт в	0,50	0,8
2	—	0,45	2,9
3	—	0,50	0,9
4	—	0,40	1,0
5	—	0,35	0,9
6	—	0,45	0,7
7	— пласт а	0,35	1,2
8	—	0,35	1,1
9	— пласт в	1,10	1,1
10	— пласт а	0,20	2,7
11	— пласт а	0,25	0,9
12	—	0,10	1,0
13	— пласт в	0,55	1,4
14	— пласт с	0,45	1,3
15	—	0,40	1,5

Таблица 2

Состав и концентрационное распределение алканов нормального и изопреноидного строения в свободновыделяющихся конденсатах Аванского месторождения соли (миоцен, глубина 235 м).

Число С	Нормальные алканы		Изопреноиды
	% объем		% объем
$C_{12}$	0,870		—
$C_{13}$	0,865		—
$C_{14}$	0,862		0,156
$C_{15}$	0,872		0,189
$C_{16}$	0,714		0,178
$C_{17}$	0,505		—
$C_{18}$	0,417		0,160
$C_{19}$	0,317		0,312
$C_{20}$	0,273		0,168
$C_{21}$	0,192		0,069
$C_{22}$	0,148		—
$C_{23}$	0,082		—
$\Sigma$	6,147		1,232

Состав и концентрационное распределение алканов позволяют по [6] классифицировать эти системы жидких УВ как легкий ароматический конденсат, относящийся по химическому типу нефтей к категории «А».

Из расчета величин хроматографических показателей (табл. 3) можно высказать некоторые предположения об органическом веществе (ОВ), продуцирующем эти УВ. Так, по величине отношения пристана к фитану ( $i-C_{19}/i-C_{20}$ ), п/ф неглубоководного морского происхождения. Известно [7], что сравнительно низкие (0,5—2) величины данного показателя генетически связаны с планктонным ОВ глубоко-

водных морских фаций; по коэффициенту метаморфизма ( $K_m$ ) ОВ—  
—среднепреобразованное;

—по коэффициенту фона ( $K_f$ )—оценивающему содержание нормальных алканов по отношению к фону нафто-ароматических УВ, фон низкий;

—по коэффициенту нечетности ( $K_{нч}$ )—ОВ также морское, сапропеловое;

—по коэффициенту преобразованности алканов ( $K_{алк}$ ) вытекает, что ОВ средней легкости.

Таблица 3

Величины хроматографических показателей						
Номер образца	Место отбора образца	$n_f$	$K_m$	$K_f$	$K_{нч}$	$K_{алк}$
1	Горизонт 218м, кам. 3,7	1,25	0,8	0,11	1,0	7,8
2	Горизонт 218м, кам. 3,7	1,19	0,7	0,12	0,91	7,7
3	Горизонт 235м, западный квершлаг №1	1,22	0,7	0,14	1,0	7,6
4	—•—	1,23	0,8	0,11	1,0	7,8
5	—•—	1,24	0,8	0,12	0,99	7,7
6	—•—	1,27	0,8	0,12	1,0	7,8
7	—•—	1,26	0,8	0,11	0,99	7,7
8	—•—	1,21	0,7	0,18	0,99	7,9
9	—•—	1,24	0,8	0,17	1,0	7,7
10	—•—	1,23	0,7	0,11	1,0	7,8
11	—•—	1,25	0,8	0,18	1,0	7,9
12	—•—	1,23	0,8	0,12	0,92	7,7
13	—•—	1,20	0,7	0,11	0,96	7,8
14	—•—	1,23	0,7	0,12	0,98	7,9
15	—•—	1,15	0,8	0,11	1,0	7,7

Таким образом, ОВ, продуцирующее УВ, входящие в состав исследованных конденсатов, генетически связано с планктонным ОВ глубоководных морских фаций. Хроматографическое изучение индивидуального и группового состава конденсатов Аванского солерудника выявило наличие в их составе легких фракций алканов. Однако, по величине генетических показателей они сходны с нефтями палеогеновых отложений [3]. Следовательно, по-нашему мнению, наиболее вероятным является глубинное образование этих нефтей и конденсатов с последующей их миграцией через соленосную толщу. Это подтверждается также тем фактом, что в породах гипсоносно-соленосных отложений отсутствует ОВ другого генезиса.

Институт геологических наук  
НАН РА

Поступила 13.X.1994.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Габриелян А. А., Арзуманян С. К. О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна.—Докл. АН АрмССР, 1962, XXXIV, № 14.
2. Каграманов Ю. Р., Давтян Д. Е., Танащян М. Е., Атанесян Г. З. Нефтепроявления на Аванском месторождении соли.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, XXVIII, № 3, с. 41—44.
3. Мурадян А. В. Исследование углеводородных систем в породах погребенных тектонических структур междуречья рр. Раздан-Аргичи. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. мин. наук. Ереван: ИГи НАН РА, 1994. 26 с.
4. Несмелова З. Н. Геохимические особенности газов соленосных пород. 1968, Тр. ВНИГРИ, вып. 174, Геохим. сб., № 7, с. 177—185.
5. Несмелова З. Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника. 1959, Тр.

Всес. НИИ галургии, вып. 35, с. 206—243.

6. РД—39—11—223—79. Инструкция по определению химического типа нефтей методом газожидкостной хроматографии. М.: Мин. нефтяной промышленности. ИГ и РГН, 1979, 14 с.
7. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти—М.: Изд. «Мир», 1981, 499 с.

Известия ИАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 1 59—63

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

ДЖ. О. МИНАСЯН, А. К. КАРАХАНЯН, А. А. ВАРДАНЯН

### О ДАТИРОВКЕ НЕКОТОРЫХ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ АРМЕНИИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И РАДИОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В геологическом строении Армении важную роль играют продукты эффузивного вулканизма неоген-четвертичного возраста. С этими образованиями связаны большие запасы полезных ископаемых нерудного характера.

Изучению стратиграфического положения и расчленению эффузивных образований Армении посвящено довольно большое число работ. Отметим лишь некоторые из них [1, 2, 5, 6, 7]. Несмотря на обилие данных по эффузивам, существуют спорные моменты в определении возраста этих эффузивов, что, несомненно, сказывается не только при поисковых работах, но и при более точной характеристике стратиграфического положения отдельных горизонтов эффузивного комплекса.

Формирование эффузивных толщ на территории Армении К. И. Карапетян [11] связывает с двумя формациями. Первая—это базальтовая (верхний плиоцен) и вторая—андезито-дацитовая (верхний плиоцен-антропоген).

Породы первой формации (известные как «долеритовые базальты») представлены лишь лавами, возраст их определяется как верхний плиоцен и антропоген. Породы андезито-дацитовой формации представлены лавами, экструзивами, игнимбристыми туфами. К. И. Карапетян связывает образование этой формации с извержениями вулканов Арарат, Арагац, Араилер. Ее возраст определяется по наложению андезито-дацитов на базальты верхнего плиоцена и их перекрытию лавами четвертичного возраста.

Для уточнения возраста ряда эффузивных образований, положения их в геологическом разрезе, расчленения и их корреляции авторами использован палеомагнитный метод исследований с привлечением данных по радиологическому датированию. Предшествующими палеомагнитными исследованиями была доказана пригодность неоген-четвертичных эффузивов Армении для решения прямой задачи палеомагнетизма—восстановления этапов истории геомагнитного поля в этот период [12]. Основным результатом этих исследований стало построение опорного палеомагнитного разреза и его привязка к хронопалеомагнитной шкале А. Кокса [14].

Палеомагнитные данные были получены на основе детального исследования образцов эффузивных пород Ng—Q возраста из основных областей их развития (Ахурянский район, Лорийское плато, район г. Арагац, Котайкское плато и др.).

Всес. НИИ галургии, вып. 35, с. 206—243.

6. РД—39—11—223—79. Инструкция по определению химического типа нефтей методом газожидкостной хроматографии. М.: Мин. нефтяной промышленности. ИГ и РГН, 1979, 14 с.
7. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти—М.: Изд. «Мир», 1981, 499 с.

Известия ИАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 1 59—63

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

ДЖ. О. МИНАСЯН, А. К. КАРАХАНЯН, А. А. ВАРДАНЯН

### О ДАТИРОВКЕ НЕКОТОРЫХ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ АРМЕНИИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И РАДИОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В геологическом строении Армении важную роль играют продукты эффузивного вулканизма неоген-четвертичного возраста. С этими образованиями связаны большие запасы полезных ископаемых нерудного характера.

Изучению стратиграфического положения и расчленению эффузивных образований Армении посвящено довольно большое число работ. Отметим лишь некоторые из них [1, 2, 5, 6, 7]. Несмотря на обилие данных по эффузивам, существуют спорные моменты в определении возраста этих эффузивов, что, несомненно, сказывается не только при поисковых работах, но и при более точной характеристике стратиграфического положения отдельных горизонтов эффузивного комплекса.

Формирование эффузивных толщ на территории Армении К. И. Карапетян [11] связывает с двумя формациями. Первая—это базальтовая (верхний плиоцен) и вторая—андезито-дацитовая (верхний плиоцен-антропоген).

Породы первой формации (известные как «долеритовые базальты») представлены лишь лавами, возраст их определяется как верхний плиоцен и антропоген. Породы андезито-дацитовой формации представлены лавами, экструзивами, игнимбристыми туфами. К. И. Карапетян связывает образование этой формации с извержениями вулканов Арарат, Арагац, Араилер. Ее возраст определяется по наложению андезито-дацитов на базальты верхнего плиоцена и их перекрытию лавами четвертичного возраста.

Для уточнения возраста ряда эффузивных образований, положения их в геологическом разрезе, расчленения и их корреляции авторами использован палеомагнитный метод исследований с привлечением данных по радиологическому датированию. Предшествующими палеомагнитными исследованиями была доказана пригодность неоген-четвертичных эффузивов Армении для решения прямой задачи палеомагнетизма—восстановления этапов истории геомагнитного поля в этот период [12]. Основным результатом этих исследований стало построение опорного палеомагнитного разреза и его привязка к хронопалеомагнитной шкале А. Кокса [14].

Палеомагнитные данные были получены на основе детального исследования образцов эффузивных пород Ng—Q возраста из основных областей их развития (Ахурянский район, Лорийское плато, район г. Арагац, Котайкское плато и др.).

На рис. 1 представлена схема палеомагнитной корреляции изученных разрезов эффузивных пород, опорный палеомагнитный разрез и его сравнение с хроностратиграфической шкалой А. Кокса.

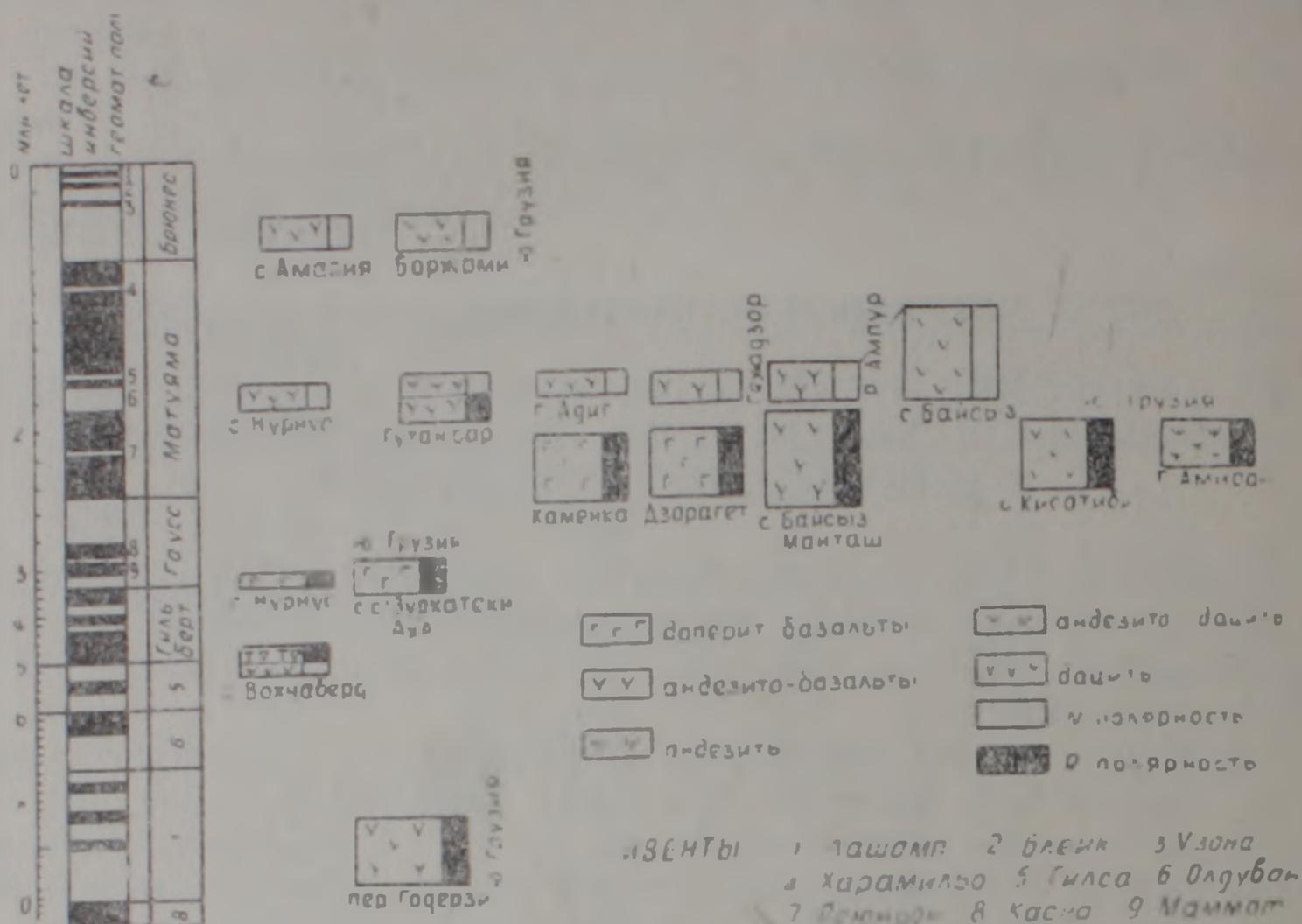


Рис. 1.

Согласно сводному палеомагнитному разрезу вулканическая [12] активность и излияние лав на территории Армении в основном имели место в течение следующих отрезков геологического времени: первое — охватывает всю седьмую палеомагнитную эпоху, т. е. от 10 до почти 7 миллионов лет назад; второе — от 2,9 до 2,1 млн. лет назад. По шкале А. Кокса второму этапу соответствует геомагнитная эпоха Гаусса и нижняя часть эпохи Матуяма (включая эпизоды Кайена, Маммот, Реюньон). И, наконец, третий период вулканической активности падает на отрезок времени от 1,0 до ~0,2 млн. лет назад. По шкале геомагнитных инверсий третий период — это конец эпохи Матуяма и почти вся эпоха Брюнеса (эпизоды Лашамп, Блейк, Днепр и верхи Харамильо).

Палеомагнитный разрез неоген-четвертичного возраста содержит девять палеомагнитных горизонтов разной полярности и его практическое применение с привлечением данных об абсолютном возрасте открывает большие возможности для отнесения тех или иных лавовых потоков к определенной толще, этапу вулканической деятельности или же времени.

К настоящему времени нет единого мнения о возрасте вохчабердской свиты. Возраст ее разными исследователями определялся от олигоцена до нижнего-среднего плиоцена. Согласно палеомагнитным данным в этой свите выделены две палеомагнитные зоны разной полярности. Для N-зоны  $D=11^\circ$  и  $I=53^\circ$ , а R-зона имеет  $D=151^\circ$  и  $I=-49^\circ$ . Соответственно:  $\tau_p=79$ ,  $\lambda_p=158$ ,  $\varphi_p=-64$ ,  $\lambda_n=151$ . Истинный возраст вохчабердской свиты — 5,15 млн. лет [3]. На основе сопоставления этих данных со шкалой А. Кокса [4] вохчабердская свита соответствует границе палеомагнитных эпох Гильберта.

По геологической шкале это нижний плиоцен и, по всей вероятности, понт-киммерий.

Долеритовые базальты у с. Нурнус с возрастом 3,5 млн. лет намагничены обратно. Среднее направление их первичной намагниченности  $D = 140$  и  $J = -53^\circ$ , а координаты палеополюса следующие:  $\varphi_p = -58$ ,  $\lambda_p = 135$ . На основании сравнения со шкалой А. Кокса эта  $R$ -зона соответствует границе палеомагнитных эпох Гильберт-Гаусс, а по геологической шкале — низам верхнего плиоцена (киммерий-акчагыл). Андезито-базальты у с. Нурнус намагничены прямо. Для них  $D = 340^\circ$  и  $J = 44^\circ$ ,  $\varphi_p = 68$ ,  $\lambda_p = 280$ . Возраст этих андезито-базальтов 1,7—1,8 млн. лет, что соответствует аншерону, а по [12] эти андезито-базальты моложе акчагыла. По шкале А. Кокса они падают в палеомагнитный инверт Гилса прямой полярности  $R$ -эпохи Матуяма.

Вулканические образования (липариты, андезито-базальты) вулканов Гутансар и Адис датируются 0,5—1-2 млн. лет [6], со средним значением около 1 млн. лет. В палеомагнитном отношении в разрезе горы Гутансар выделены две палеомагнитные зоны — нижняя,  $R$ -зона андезито-базальтов и верхняя  $N$ -зона андезитов со средним направлением намагниченности:  $D = 336^\circ$  и  $J = 54^\circ$ ,  $\varphi_p = 70$ ,  $\lambda_p = 304$ . В разрезе г. Адис выделена только прямая зона  $N$  с направлением  $D = 350^\circ$  и  $J = 57^\circ$ . Таким образом, и палеомагнитные данные подтверждают одновозрастность эффузивов гор Адис и Гутансар. По шкале А. Кокса эти образования соответствуют палеомагнитной эпохе Матуяма, по геологической шкале — эоплейстоценовому разделу четвертичной системы.

В ущелье р. Дзорагет изучены 9 потоков долеритовых базальтов. Возраст этих образований 2,2 млн. лет. В палеомагнитном отношении они характеризуются обратной намагниченностью и имеют следующие параметры:  $D = 171^\circ$ ,  $J = -50^\circ$  при  $\varphi_p = 79$ ,  $\lambda_p = 191$ . По шкале А. Кокса эта зона коррелируется с границей эпох Гаусс-Матуяма, что соответствует акчагылу верхнего плиоцена.

Одним из классических областей распространения вулканических пород является массив горы Арагац. Возраст этих лав устанавливается на основании их стратиграфического положения как верхне-плиоцен-четвертичный [10]. Эталонном для сравнения лав арагацской свиты послужило определение абсолютного возраста андезитов — 2,2 млн. лет. На основе сравнения палеомагнитных направлений лав у с. Б. Манташ (базальты, андезито-базальты) —  $D = 171^\circ$ ,  $J = -46^\circ$ , координаты палеополюса  $\varphi_p = 74$  и  $\lambda_p = 194$ , у с. Гайсыз —  $D = 178^\circ$  и  $J = -40^\circ$ , при  $\varphi_p = 71$  и  $\lambda_p = 189$  с данными по ущелью реки Дзорагет  $D = 171^\circ$  и  $J = -50^\circ$  при  $\varphi_p = 79$  и  $\lambda_p = 191$  можно предположить, что и андезито-базальты у с.с. Б. Манташ, Байсыз образовались в акчагыле и являются синхронными по времени с потоками лав ущелья Дзорагет.

К этому же возрасту можно отнести, по палеомагнитным данным, и долеритовые базальты в ущелье у с. Ахтала. Они намагничены обратно при  $D_{cp} = 180^\circ$  и  $J_{cp} = -63^\circ$ . Координаты палеополюса:  $\varphi_p = 88$  и  $\lambda_p = 272$ .

Андезито-дациты, дациты массива г. Арагац по  $K-Ar$  дали возраст 1,5 млн. лет. Эти породы подверглись палеомагнитным исследованиям из районов с. Б. Манташ, согласно [4] имеют нижне-средне-четвертичный возраст ущелье р. Гехадзор ( $Q_2$ ), ущелье р. Амгур

( $Q_1$ ), подножье г. Черный Зиярат ( $N_2^1 - Q_{1-2}$ ), район с. Байсыз ( $Q_{1-2}$ ) и ряд других. По палеомагнитным направлениям и полюсам с. Манташ —  $D=348^\circ$ ,  $J=55^\circ$  при  $\varphi_p=78$  и  $\lambda_p=270$ , ущ. Гехадзор —  $D=351^\circ$ ,  $J=62^\circ$  при  $\varphi_p=82$  и  $\lambda_p=273$ , ущ. Амгур —  $D=357^\circ$ ,  $J=57^\circ$  при  $\varphi_p=86$ , и  $\lambda_p=280$ , г. Черный Зиярат —  $D=354^\circ$ ,  $J=57^\circ$  при  $\varphi_p=85$  и  $\lambda_p=275$  с. Байсыз —  $D=358^\circ$ ,  $J=56^\circ$  при  $\varphi_p=69$  и  $\lambda_p=254$  образования эффузивов этих районов являются синхронными. Величина возраста (1,5 млн. лет) исключает их принадлежность к верхнему плиоцену. По мнению авторов, они скорее всего образовались в эпизоде прямой полярности Гилса-Олдувай ( $R$ -эпоха Матуяма). По геологической шкале этот эпизод прямой полярности соответствует нижнечетвертичному возрасту. Наличие прямо намагниченной зоны в ряде вышеперечисленных разрезов и их датировка по  $K-A$ , позволяет считать этот горизонт надежным стратиграфическим репером для данного геологического времени. Вулканогенную толщу среднего течения р. Ахурян (у с. Лусахпюр) А. Т. Аслаян [1] считает аналогом вохчабердской толщи и определяет ее возраст как миоплиоцен. По сравнению палеомагнитных направлений толщи у с. Лусахпюр ( $D=301^\circ$ ,  $J=51^\circ$  при  $\varphi_p=43$  и  $\lambda_p=308$ ) с таковыми вохчабердской толщи исключает эту подобность.

Для андезито-базальтов ущелья р. Ахурян у с. Амасия по  $K-A$ , был получен возраст 0,5 млн. лет. По палеомагнитным данным, этот разрез имеет следующие характеристики:  $D=356^\circ$ ,  $J=64^\circ$ , координаты палеополюсов  $\varphi_p=79$  и  $\lambda_p=288$ . Эти данные и сопоставление со шкалой А. Кокса позволяют их отнести к низам палеомагнитной эпохи Брюнес и считать нижнечетвертичными образованиями.

Вышеперечисленные данные (имеются в виду, в первую очередь, изотопные датировки и палеомагнитные параметры) позволяют нам провести возрастное сопоставление изученных разрезов с данными по Ю. Грузии [9, 13].

Так например, в работе [13] с некоторым сомнением говорится о частичном соответствии вохчабердской толщи верхнему горизонту.. гюдерзской свиты. Отметим, что и в гюдерзской свите Ю. Грузии выделены две палеомагнитные зоны разной полярности. Среднее направление для  $R$ -зоны  $D=174^\circ$  и  $J=-57^\circ$ , а для  $N$ -зоны  $D=345^\circ$ ,  $J=42^\circ$ . Наши данные по палеомагнетизму вохчабердской толщи (см. выше) отличаются от таковых по гюдерзской свите (для нее координаты палеополюса  $\varphi_p=69$  и  $\lambda_p=305$  у с. Камарло,  $\varphi_p=86$  и  $\lambda_p=94$ , у с. Саламалейк,  $\varphi_p=82$  и  $\lambda_p=255$  у с. Авранло эти параметры полюса по  $R$ -зонам, а также соответствующие данные по  $N$ -зонам гюдерзской свиты  $\varphi_p=67$ ,  $\lambda_p=230$ —с. Бусукала,  $\varphi_p=64$ ,  $\lambda_p=152$ —с. Хорения).

Это, а также различия в возрасте по абсолютным датировкам (для гюдерзской свиты получено от 8 до 9 млн. лет) исключают возможность считать их полными аналогами. По [9] лавы гюдерзской свиты относятся к возрастному пределу ранний-поздний плиоцен.

Долеритовые базальты у с. Нурнус, по всей вероятности, сопоставимы с покровами долеритов и андезитов у сел Аха, Зуркатеки и оз. Сагамо. В пользу такого предположения свидетельствует близость палеомагнитных направлений и знак намагниченности. По [9] возраст последних—поздний плиоцен.

Долеритовые базальты у г. Степанавана и покровы андезитов и андезито-базальтов из массива г. Арагац (с возрастом 2,2 млн. лет и обратной намагниченностью, коррелируются с зонами обратной поляр-

ности у с. Кисатиби и г. Амирани [13], а также сел Хеоти и Мусхи.

Молодые лавы Ю. Грузии, представленные андезитами Боржомского плато, имеют возраст 0,3—0,5 млн. лет. Они обладают прямой намагниченностью— $D=14^\circ$  и  $I=64^\circ$ . Эти андезитовые лавы коррелируются с таковыми из ущелья р. Ахурян у с. Амасия (0,5 млн. лет).

Таким образом, совместное использование палеомагнитных и радиологических исследований дало возможность уточнить возраст ряда «немых» эффузивных толщ, привязать их к магнитохронологической шкале А. Кокса и провести сопоставление удаленных друг от друга эффузивных образований.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии  
НАН РА

Поступила 20 VII 1995 г.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аслабян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Изд. «Айпетрат», 1958. 304 с.
2. Аслабян А. Т., Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений вулканогенных толщ Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, т. XXXI, № 6.
3. Аслабян А. Т. и др. Радиометрические возрасты неогеновых вулканогенных образований ГрузССР, АрмССР и части Нахичеванской АССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т. XXXV, № 1, с. 1—24.
4. Амарян В. М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района горы Арагац.—ДАН АрмССР, 1963, т. 36, № 5.
5. Багдасарян Г. П. и др. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканогенных образований среднего течения р. Раздан по геологическим и радиолого-геохронологическим исследованиям.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, № 2.
6. Багдасарян Г. П. и др. О возрастном расчленении неоген-антропогенных вулканических образований Армении (калий-аргоновым методом).—Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 2.
7. Багдасарян Г. П. Основные этапы эффузивного магнетизма территории Армении (по абсолютному датированию и геологическим представлениям).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 6.
8. Вопросы геологии четвертичного периода Армении, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983.
9. Векуа Л. В. и др. Палеомагнетизм неоген-антропогенных вулканогенных образований Джавахетского нагорья.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 10, с. 87—94.
10. Геология СССР, том X, Армянская ССР. М.: Изд. Недра, 1970.
11. Карапетян К. И. Верхнепалеоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, № 3.
12. Минасян Дж. О., Караханян А. К. Геомагнитное поле в Армении в кайнозое. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986.
13. Хабурзания И. А. и др. Палеомагнитный разрез вулканогенных пород Ю. Грузии.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1979, № 4, с. 71—78.
14. Cox A. Geomagnetic reversal Science, v. 163, № 3864, 1969, p. 237—245.

40. ԱՄՅԱ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԹԱՆԳԱՐԱՆԻ ԲԱՑՈՒՄԸ  
ԲԱԶԱՐԱՆԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈՂԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ԿՈՄԲԻՆԱՏՈՒՄ

1956 թ. երբ Քաջարանում կազմակերպվեց և ստեղծվեց գիտա-հետազոտական բազան, որի անխոնջ ու նվիրյալ ղեկավարը հանդիսացավ Կոնստանտին Քարամյանը իր խանդավառ գործընկերների հետ մասունք առ մասունք սկսեցին հավաքել երկրաբանական անկրկնելի նմուշներ, որոնք աստիճանաբար հարստացվում էին ընդգրկելով ողջ Զանգեզուրի հանքային շրջանի երևակումները ու հանքավայրերը:

Երկրաբանական ինստիտուտի տնօրեն պ-ն Լ. Զրբաշյանի, կոմբինատի տնօրեն պ-ն Լ. Նավասարդյանի և ինստիտուտի աշխատակիցներ՝ Բ. Տալանի, Մ. Հարությունյանի, Ա. Ավագյանի և Ս. Սարգսյանի միացյալ ուժերով այդ թանգարանի նմուշները դասակարգվեցին հանքավայր առ հանքավայր, ցուցասրահի պատերը զարդարվեցին մեր անվանի գիտնականների լուսանկարներով, երկրաբանական քարտեզներով, ուրվագծերով և աղյուսակներով: Թանգարանում ներկայացված են հետևյալ հանքավայրերի նրմուշները. Քաջարան, Դաստակերտ, Ագարակ, Ղափան, Մեղրասար, Մարջան, Տերտերասար, Այգեձոր, Քեֆաշեն, Թեյ-Լիճքվաղ և արտերկրյա մոլիբդենային մի շարք հանքավայրեր: Ցուցասրահում նաև ներկայացված է Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի վերին հորիզոնների երկրաբանական մակետը: Այս թանգարանի բացումը տեղի ունեցավ 1995 թ. նոյեմբերի 16-ին և ղուգաղիպեց Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի 60-ամյակին:

Ցանկացած այցելու կարող է լրիվ պատկերացում ունենալ դիտելով ցուցադրված նմուշները Զանգեզուրի հանքային շրջանի ցանկացած հանքավայրերի մասին:

Սա իրօք մի նվեր է մեր հայ երկրաբանական հասարակությանը և ինչու միայն հայ, այլ նաև օտարերկրացիների և մեր վաղվա սերնդի համար:

Երկրաբանական գիտությունների  
ինստիտուտ, 22 ԿԱԱ