

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, ռուսերեն և անգլերեն լեզուներով

Պատասխանատու խմբագիր
Ռ.Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ

Պատասխանատու խմբագրի տեղակալ
Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա՝
Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Հ.Ռ. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ,
Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱԶԻՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ,
Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Խ.Բ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԹՈՆՅԱՆ,
Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Հ.Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

Ответственный редактор
Р.Т. ДЖРБАШЯН

Заместитель ответственного редактора
А.С. ФАРАМАЗЯН

Ответственный секретарь
Э.С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия
А.В. АВАГЯН, А.Л. АНАНЯН, А.Р. БАГДАСАРЯН,
С.В. ГРИГОРЯН, А.С. КАРАХАНИЯН, Х.Б. МЕЛИКСЕТАН,
Р.Л. МЕЛКОНЯН, Р.Т. МИРИДЖАНИЯН, С.Н. НАЗАРЕТЯН,
С.М. ОГАНЕСЯН, О.А. САРКИСЯН, Э.Е. ХАЧИЯН

Editor
R.T. JRBASHYAN

Deputy Editor
A.S. FARAMAZYAN

Executive Secretary
E.S. ROSTOMOVA

Editorial Board
A.L. ANANYAN, A.V. AVAGYAN, H.R. BAGHDASARYAN,
S.V. GRIGORYAN, S.M. HOVHANNISIAN, A.S. KARAKHANYAN,
E.Y. KHACHIAN, Kh.B. MELIKSETIAN, R.L. MELKONYAN,
R.T. MIRIJANYAN, S.N. NAZARETYAN, H.H. SARGSYAN

Խմբագրության հասցեն՝ 0019, Երևան-19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա
Адрес редакции: 0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а
Editorial address: 24a, Marshal Baghramyan ave., Yerevan, 0019, Republic of Armenia
E-mail: geoscience @ geology .am
© Издательство "Гитутюн" НАН РА
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2010

ԲՈՎԱՆԳԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ռ.Ա. Մանդալյան. Հայոց ձորի անտիկլինորիումի յուրայի լիթաֆորմացիոն վերլուծությունը (Հայաստան)	3
Ռ.Լ. Մելքոնյան, Ռ.Խ. Ղուկասյան, Ռ.Ն. Տայան, Ռ.Հ. Խորենյան, Ս.Է. Հովակիմյան. Հարավային Հայաստանի պղինձ-մոլիբդենային հանքագոյացման էտապները (Rb-Sr իզոտոպային թվագրական արդյունքների տվյալներով)	21
Թ.Ա. Ավագյան, Ա.Ս. Սահակով, Բ.Ա. Թալիաշվիլի. Որոտան-Գորիսի դիատոմիտարեր ավազանում P_2O_5 հետ երկաթի, մանգանի, կալցիումի, սիլիկահողի օքսիդների պարապենետիկ ասոցիացիաների մասին	33
Ա.Զ. Ադամյան, Լ.Վ. Հարությունյան, Գ.Ռ. Գարեյան, Ս.Վ. Գրիգորյան. Կոլար (Հնդկաստան) ոսկու հանքավայրի առաջնային երկրաքիմիական եզրապսակների կազմի և կառուցվածքի առանձնահատկությունները	41
Բ.Գ. Մնացականյան, Ա.Ա. Ավագյան, Ա.Ա. Առաքելյան, Հ.Հ. Երիցյան. Միջին տարեկան հոսքի մոդուլի քարտեզի կառուցման և կամայական կտրվածքում հոսքի նորմայի հաշվարկի մեթոդաբանությունը Հայաստանի օրինակով	48
Լ.Վ. Ազիզյան, Գ.Հ. Սուրենյան, Ա.Է. Միսակյան. Անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքերի կանխատեսումը սինոպտիկական պայմանների վերլուծությամբ	57
Ա.Մ. Դավթյան, Տ.Ա. Գրիգորյան. Երկրաչարժի օջախային գոտում լեռնային ապարների էֆեկտիվ մածուցիկության հաշվարկի մի եղանակի մասին	70

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Գրիգոր Հովհաննեսի Փիջյան (ծննդյան 90-ամյակին)	76
Էդուարդ Արեյի Խաչատրյան (ծննդյան 90-ամյակին)	78

СОДЕРЖАНИЕ

Р. А. Мандалян. К литолого-формационному анализу юрских отложений Айоцдзорского антиклинория (Армения)	3
Р.Л. Мелконян, Р.Х. Гукасян, Р.Н. Таян, Р.А. Хоренян, С.Э. Овакимян. Этапы медно-молибденового рудообразования Южной Армении (по результатам Rb-Sr изотопных датировок)	21
Т.А. Авакян, А.С. Сааков, Б.А. Талиашвили. О парагенетических ассоциациях P_2O_5 с окислами Fe, Mn, Ca, Si в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне	33
А.З. Адамян, Л.В. Арутюнян, Г.Р. Гареян, С.В. Григорян. Особенности состава и строения первичных геохимических ореолов золоторудного месторождения Колар (Индия)	41
Б.П. Мнацаканян, А.А. Авакян, А.А. Аракелян, А.Г. Ерицян. Методика построения карты среднегодового модуля стока и вычисления нормы стока в произвольном створе реки на примере Армении	48
Л.В. Азизян, Г.Г. Суренян, А.Э. Мисакян. Синоптические условия формирования максимальных расходов дождевых паводков и их прогнозирование	57
А.М. Давтян, Т.А. Григорян. Об одном способе расчета эффективной вязкости горных пород очаговой области землетрясения	70

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Григорий Оганесович Пиджян (к 90-летию со дня рождения)	76
Эдуард Абелович Хачатрян (к 90-летию со дня рождения)	78

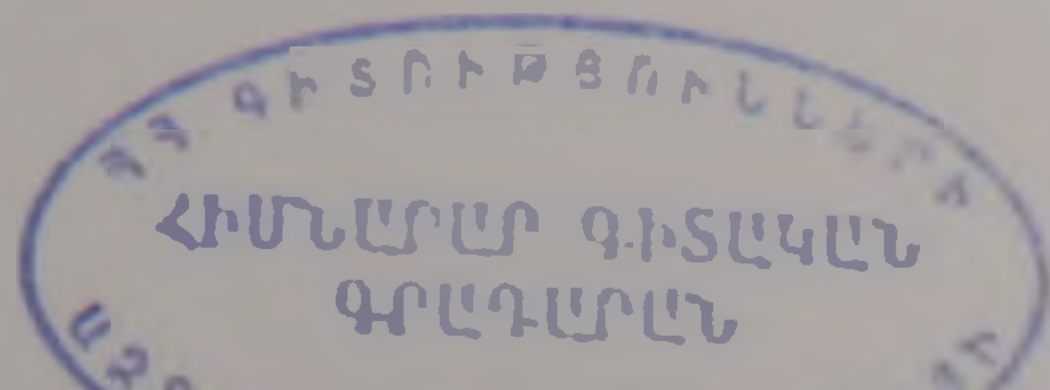


TABLE OF CONTENT

R.A. Mandalyan. On the Jurassic litho-formation analysis of the Hayotsdzore anticlinorium (Armenia)	3
R.L. Melkonyan, R.Kh.Ghukasyan, R.N.Tayan, R.N.Khorenyan, S.E.Hovakimyan. The stages of copper-molybdenum ore formation in Southern Armenia (by the results of <i>Rb-Sr</i> isotope age estimations)	21
T.A. Avakyan, A.S. Sahakov, B.A. Taliashvili. ON P_2O_5 paragenetic associations with Fe, Mn, Ca, Si oxides in Vorotan-Goris diatomitic basin	33
A.Z. Adamyan, L.V. Harutyunyan, G.R. Gareyan, S.V. Grigoryan. The peculiarities of the composition and structure of Kolar (India) gold deposit's primary geochemical halos	41
B.P. Mnatsakanyan, A. A. Avagyan, A. A. Arakelyan, H.H. Yeritsian. Methodology for development of average annual flow module map and calculation of water rate at any cross section of the river (on the example of territory of Armenia)	48
L.V.Azizyan, G.H.Surenyan, A.E.Misakyan. Meteorological conditions leading to forming of maximum discharge and forecasting of flash floods	57
A.M.Davtyan, T.A.Grigoryan. About the method of estimation of effective viscosity of rocks in earthquake focus	70

MEMORABLE DATES

Grigor H. Pidjian (to 90 th anniversary)	76
Eduard A. Khachatryan (to 90 th anniversary)	78

К ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОМУ АНАЛИЗУ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЙОЦДЗОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (АРМЕНИЯ)

© 2010г. Р. А. Мандалян

*Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: rma@geology.am
Поступила в редакцию 14.05.2010 г.*

Юрские образования южной части центральной Армении (Айоцзорский антиклинорий) и сопредельных участков Приараксинской зоны слагают осадочный комплекс терригенных и карбонатных образований, залегающий на палеозой-триасовом субплатформенном основании. От последнего они унаследовали зрелую терригенно-минеральную ассоциацию кварц-устойчивые акцессории, которая вместе с отчетливым мелководьем юрского бассейна при выдержанности литологического состава указывает на устойчиво-спокойную тектоническую обстановку седиментации. Исключение составляет кратковременное и локальное проявление базальтового вулканизма, имевшего характер недоразвитого рифта и не оказавшего существенного воздействия на седиментацию.

Юрские образования южной части Закавказья – территории Армении (Приараксинская зона, Айоцзорский антиклинорий) и сопредельных площадей бывшей Нахичеванской АССР слагают своеобразный комплекс, весьма отличный от таковых структурно-формационных зон Малого Кавказа. Своеобразие заключается в небольшом развитии вулканических продуктов в нижней части юрского разреза при полном преобладании в его оставшейся части чисто осадочных накоплений – терригенных и карбонатных. Также показательны небольшая суммарная мощность юры, колеблющаяся в пределах 315–800 м, и стратиграфическая неполнота разреза, выраженная отсутствием отложений кимериджа–титона. Другое существенное отличие заключается в обширном развитии в регионе осадочного комплекса среднего-верхнего палеозоя и триаса, на котором залегает колонна юрских образований.

Прежде чем перейти к основному содержанию статьи остановимся на характеристике доюрских образований этой структурно-формационной зоны, в которой в качестве фундамента фигурирует Цахкуняцкий кристаллический массив. Полученная по гранито-гнейсам и альбититам изохрона с возрастом 620 млн. лет свидетельствует о байкальской консолидации кристаллического основания (Агамалян и др., 1982). В его составе – кристаллические, в их числе турмалиновые и графитовые сланцы, кварциты, метааркозовые филлиты, metabазальтовые зеленые сланцы, метариолиты, кальцитовые и доломитовые мрамора. Массив прорван красными калиевыми гранитами с Pb/Sr изохронным возрастом

615±36 млн. лет, имеющими площадное развитие (Агамалян, 2006). Другие пространственно близкие выходы фундамента расположены к югу от горы Малый Арарат (Турция) и к северу от города Маку (Иран).

На размытой поверхности фундамента Приараксинской зоны залегают терригенные и карбонатные образования среднего-верхнего палеозоя и триаса, слагающие структурно-формационный комплекс суммарной мощностью 2700–4500 м со следующей последовательностью седиментации (Аракелян, 1964; Нисанян, 1986; Григорян, 2003).

В раннем девоне имело место образование терригенных накоплений, в среднем девоне – преимущественно карбонатных, в позднем девоне – раннем карбоне – терригенных и карбонатных. А ближе к середине второй половины карбона (конец визейского века) произошло отступление моря, установление континентального режима, что в условиях тропического климата привело к развитию кор выветривания со следующими возникшими новообразованиями: мелкообломочные бокситоносные породы, песчанистые породы с железистыми бобовинами, латеритизированные известняковые брекчии и конгломераты. В составе глинистых минералов терригенных накоплений коры выветривания установлены каолинит (80–90%), гидрослюда (10–20%), смешаннослойный минерал типа монтмориллонит – гидрослюда (0–10%) (Петросов, 1983; Нисанян, 1986). С ранней перми заново устанавливается морской режим с преобладающим накоплением известняков, а начиная с нижнего триаса – развитием доломитов. Разрез завершается отложениями верхнего триаса в составе – песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты со слоями и линзами углей.

Упомянутые осадочные образования характеризуются близостью литологического состава почти по всему разрезу комплекса и отличаются второстепенными признаками. Среди известняков развиты мелководные типы: органогенно-детритовые, в их числе с преобладанием члеников криноидей, водорослевые, кораллово-фузулинидовые, коралловые, мшанковые и спикуловые разновидности при неравномерном развитии оолитовых накоплений. Показательно отсутствие биогермов и развитие конодонтов в интервале верхняя пермь–нижний триас (Григорян, 2003). А доломиты стали формироваться в нижнем триасе. Также обширно развиты высококремнистые терригенные образования, представленные следующими разновидностями (Кремнистые породы..., 1987):

- кварцитами, сложенными плотно состыкованными зернами кварца и скрепленными регенерационным кварцевым цементом. В их главной массе содержание SiO_2 составляет 92–98%;

- кварцито-песчаниками, состоящими из окатанных зерен кварца, кварцитов и редких аргиллитов, скрепленных скудным кремнистым, глинистым или карбонатным цементом. В них содержание SiO_2 приближается к 90%;

- кварцевыми песчаниками, состоящими из окатанных зерен кварца

с карбонатным, глинистым, а также фосфатным цементом. Содержание SiO_2 в них колеблется в пределах 52,9–68,3%:

- кварц-полевошпатовыми песчаниками, в которых на фоне преобладающего кварца присутствуют плагиоклазы (~10%) и калишпат (~5%).

Имея развитие по всему разрезу, высококремнистые породы слагают максимальные мощности в составе карбонатно-терригенной формации верхнего девона–нижнего карбона и терригенно-угленосной формации верхнего триаса. В первой из них суммарная мощность этих пород достигает 720 м, что составляет около 40% от общей мощности формации. А наиболее чистые разновидности их рассматриваются в качестве неметаллического сырья многоцелевого применения. Как и карбонатные накопления, эта группа пород в целом характеризуется устойчивой терригенно-минеральной ассоциацией: рутил–мусковит–турмалин–циркон–зеленая слюда–кварц. Лишь в отдельных интервалах разреза к этому списку добавляются гранат до 2,5%, биотит, сфен, пироксены (ед. зерна), плагиоклазы и калишпат в заметных количествах. Также примечательно возрастание в минеральном составе некоторой части пород угленосно-терригенной формации позднего триаса пироксенов (авгит, диопсид) от 0,5 до 2% и эпидота. Анализируя формирование минерального состава рассмотренных терригенных накоплений, Г.Б. Нисанян (1986) называет следующие источники питания:

- древние кислые интрузии и эффузии;
- породы метаморфического фундамента;
- терригенные накопления типа аркозов, кварц-полевошпатовых песчаников и кварцитов, сформированные при размыве двух предшествующих типов пород;
- породы бокситоносной коры выветривания (средний-поздний карбон).

Можно предполагать, что в этом явлении не исключено влияние средне-позднепротерозойских кор выветривания, имеющих развитие во многих регионах мира, в том числе в сопредельных областях (Казанский, 1976; Михайлов, Куликова, 1977).

Как было показано выше, такой ход предшествующих событий и состав возникших при этом пород оказали решающее влияние на формирование юрских терригенных накоплений, когда перечисленные высококремнистые образования сами явились объектами сноса и послужили источником питания. Заметим также, что близкие по составу осадочные формации палеозоя обширно развиты на сопредельных территориях Ирана. Важно отметить, что палеозой-триасовый комплекс участками пронизан дайками, штоками, силлами диабазов и габбро-диабазов.

В основу стратиграфического подразделения юры нами принята схема К.О. Ростовцева (1957), позже дополненная им же совместно с Н.Р. Азаряном (1971) и затем вновь уточненная К.О. Ростовцевым с соавторами (Юрские отложения южной части Закавказья, 1985; Юра

Кавказа, 1992). Согласно ей в юрском разрезе обособляются следующие четыре свиты:

1. *Неграмская свита* (условно нижняя юра) развита по левобережью р. Аракс в районе станции Неграм и монастыря Кармирванк, а также в окрестностях сел Азнаберд и Билага. При мощности от 46 до 268 м она складывается базальтами, андезито-базальтами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами с редкими прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Залегаet с угловым несогласием на размытой поверхности доломитов триаса. В связи с отсутствием фауны возраст неграмской свиты определяется неоднозначно: Р. et N. Bonnet (1947) К. Н. Паффенгольц (1941) и Ш. А. Азизбеков (1961) считают ее нижнеюрской, а К. О. Ростовцев и Н. Р. Азарян (1971) и К. О. Ростовцев с соавторами (1992) относят к аалену и низам байоса. Согласно петрографическим исследованиям (Азизбеков, 1961; Карякин, 1989; Геология Азербайджана, т. 3, Магматизм, 2001) неграмские вулканиты принадлежат базальтовой формации и представлены пироксен-плагиоклазовыми, пироксеновыми и оливиновыми разностями субщелочного ряда. По составу щелочей они относятся к натриевому ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) и калиево-натриевому ряду. Ключевым фактором Неграмского разреза является присутствие под базальтами слоев кварцевых песчаников и гравелитов мощностью до 10 м (Карякин, 1989).

2. *Эвинская свита* (верхний аален–низы байоса) имеет небольшую (до 30 м) мощность и весьма ограниченное развитие в окрестностях села Азнаберд и станции Неграм. Залегаet с размывом на неграмской свите и складывается песчано-глинистыми образованиями с редкими прослоями известняков. Ее возраст определен по фауне аммонитов, двустворок и брахиопод. В ранней работе (Ростовцев, Азарян, 1971) по литологическому составу она рассматривается в составе вышележащей субуздагской свиты, что, на наш взгляд, более приемлемо.

3. *Субуздагская свита* (байос-средний (?) бат) имеет мощности порядка 240–300 м и большое развитие в пределах юрских выходов – от села Хндзорут на северо-западе до окрестностей станции Неграм. Характеризуется отчетливым преобладанием глинистого компонента при наличии алевролитов и небольших слоев известняков и мергелей. На основании комплексов фауны нижняя часть свиты датируется нижним байосом (зоны *Otoites sauzei* и *Stephanoceras humphriesianum*), средняя – верхним байосом (зоны *Strenoceras niortense*, *Garantiana garantiana* и нижняя часть зоны *Parkinsonia parkinsoni*), верхняя – верхами байоса (верхняя часть зоны *Parkinsonia parkinsoni* и низы бата – зоны *Zigzagiceras zigzag*) (Юрские отложения..., 1985). Возраст глинистых слоев самой кровли свиты неясен, поскольку встречающаяся там фауна недостаточна для установления зональной принадлежности этих слоев. Условно, по стратиграфическому положению они отнесены к среднему бату.

4. *Азнабердская свита* (келловей–верхняя юра) также обширно развита по площади и характеризуется значительными колебаниями

мощностей от первых десятков метров до 300 м. Сложена она известковыми песчаниками и песчанистыми известняками. Возраст данной свиты определен Ростовцевым с соавторами (1985, 1992) по находке в ее нижней части келловейских аммонитов *Lunuloceras compressum* Qn., *Perispinctes* sp., а также двустворок, брахиопод и многочисленных фораминифер. Верхняя половина свиты отнесена к верхней юре без подразделения. В этом вопросе необходимо учесть то обстоятельство, что по решению Международного стратиграфического комитета (1988) келловейский ярус был включен в состав среднего отдела юрской системы.

Важно отметить, что к З-СЗ от юрской полосы, в пределах Хачикской антиклинали на размытой поверхности триаса развита известняково-терригенная формация сеномана (?)—турона (Геология Армянской ССР, т. 5. Литология, 1974).

Переходя к литологической характеристике юрских отложений, в стратиграфических интервалах байос—бат и келловей—верхняя юра, подчеркнем следующее обстоятельство. Значительная протяженность этих отложений при выдержанности литологического состава и разделенности региональным перерывом позволяет их рассматривать в ранге двух самостоятельных формаций — терригенной и терригенно-карбонатной (рис. 1, 2). Важно пояснить, что их первоначальные мощности были значительно выше ныне определенных, что связано с интенсивным размывом в верхнем мелу.

Терригенная (глинисто-алевролитовая) формация байоса—бата. Данная формация мощностью 200–300 м сложена преимущественно глинами (75–80%), алевролитами и алевропелитами (20–25%) при небольшом развитии маломощных слоев известняков и мергелей.

Глины представлены слоистыми и массивными аргиллитами с небольшим развитием в них сланцеватости. Им свойственна светло-коричневая, темно-серая, буровато-серая, реже зеленовато-серая окраска, обусловленная лимонитизацией, известковистостью, примесью органики. Содержат конкреции сидерита и марказита, известковистые стяжения, глинистые катуны, а также знаки — слепки типа биоглифов и следов ряби. В разрезе терригенной формации они формируют серию пачек мощностью 25–30 м, разделенных слоями алевролитов. В шлифах видно, что глинистое вещество представлено тонкодисперсной массой с небольшими участками развития мелко (0,02–0,05 мм)- и крупноалевритовой массы. Согласно исследованиям И.Х. Петросова (1983) глинистый компонент, слагающий аргиллиты, а также цемент алевролитов, представлен каолинит-гидролюдастой ассоциацией. При этом каолинит является преобладающим минералом, составляющим до 70–80% глинистой фракции. Гидролюда обычно присутствует в меньших (20–30%) количествах и лишь в отдельных интервалах разреза достигает 50%. Представлена двумя модификациями — 1 М и 2 М. Карбонатность глин колеблется в пределах 7–13%. Химические

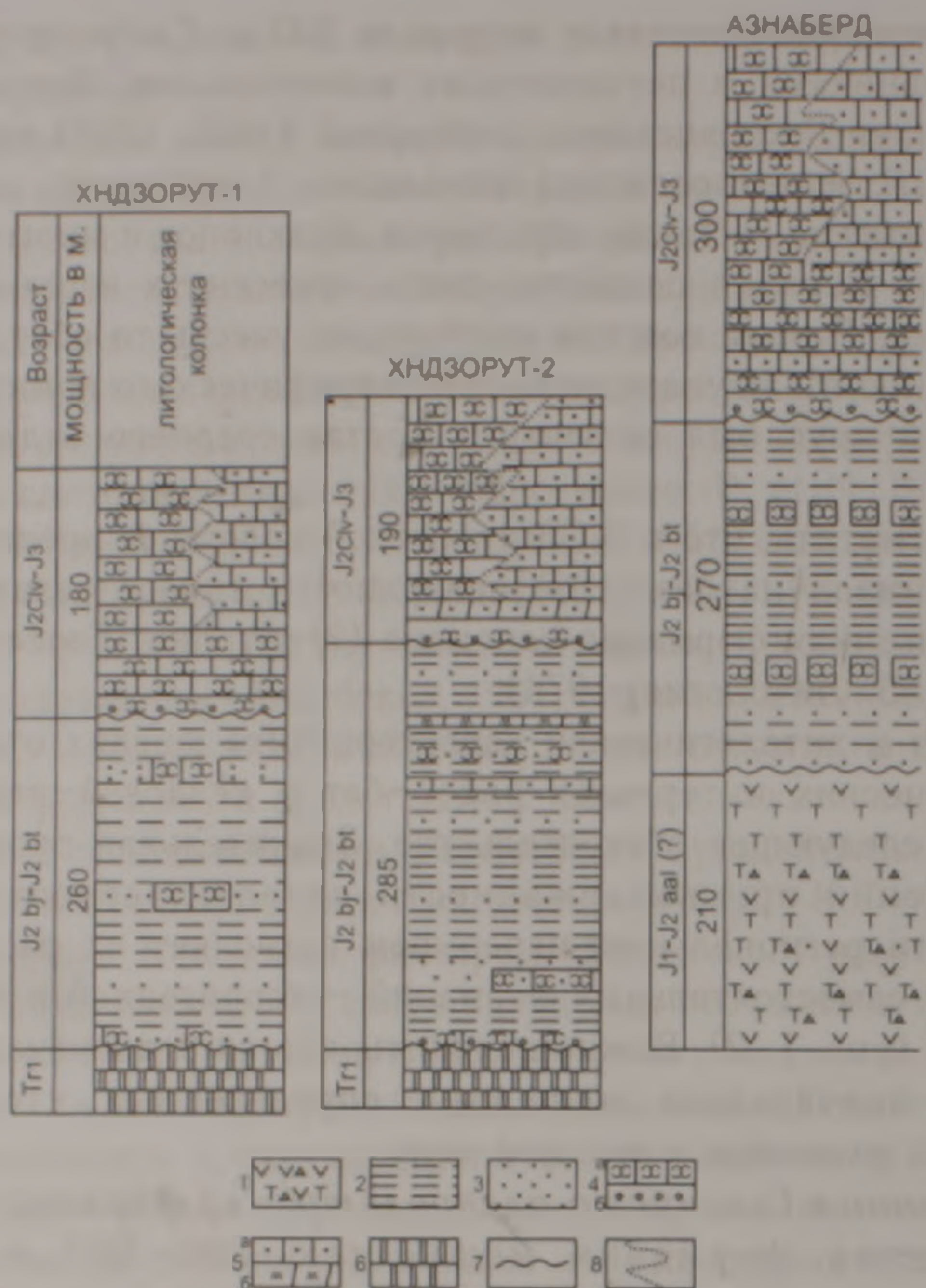


Рис. 1. Опорные разрезы юры Приараксинской зоны.

Условные обозначения: 1. Базальты, андезито-базальты, их брекчии, туфы, 2. Глины (аргиллиты) 3. Алевролиты, 4. а- известковые, известковистые песчаники; б- гравелиты, гравийная примесь. 5. а- песчанистые известняки, б- мергели, 6. Доломиты. 7. Эрозионное несогласие, 8. Фациальные переходы.



Рис. 2. Налегание плитчатых известковых песчаников келловея (верхняя часть, фото) на глинистые алевролиты бата. Овраг в 2,5 км к западу от развалин с. Хндзорут.

анализы глин показывают высокие содержания SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 при отчетливом превышении K_2O над Na_2O (табл. 1, № 1, 2, 3).

Таблица 1

Химические анализы глин (1–3), алевролитов (4–6) и мергелей (7)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	59,71	59,02	59,62	67,40	65,94	64,84	15,38
TiO_2	1,02	0,81	1,02	0,73	0,65	0,59	0,28
Al_2O_3	16,00	20,14	16,09	13,12	14,11	9,04	9,63
Fe_2O_3	5,13	2,41	5,13	4,15	3,90	3,10	2,66
FeO	2,73	4,32	2,73	3,28	2,88	2,07	1,85
MnO	—	—	—	0,14	0,10	0,11	0,12
CaO	1,35	0,60	1,35	3,80	4,27	7,49	35,58
MgO	1,84	1,37	1,84	1,91	1,72	1,80	1,30
P_2O_5	—	—	—	—	0,06	0,05	0,04
Na_2O	1,38	1,25	1,38	0,42	0,33	0,36	0,28
K_2O	3,88	3,88	3,88	2,84	1,93	1,95	0,55
S	—	—	—	0,04	0,05	0,03	—
H_2O	2,26	1,36	2,26	—	0,80	0,40	3,12
п.п.п.	4,70	4,84	4,70	0,60	0,90	2,00	2,11
CO_2	—	—	—	1,57	2,36	6,11	27,10
Сумма	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: образцы 1–3 представляют пробы образцов из коллекции Петросова И.Х. (1983); 4–7–из коллекции Мандаляна Р.А. Химлаборатория ИГН НАН РА, аналитики Л. Оганесян, М. Барсегян, З. Гаспарян

Алевролиты присутствуют в подчиненном количестве и слагают слои мощностью от 0,8–1,5 до нескольких метров, развиты среди пачек аргиллитов. Содержат 65–75% угловато-окатанных зерен алевроитовой размерности, сложенных главным образом кварцем (70–80%), а также кварцитами, аргиллитами, небольшим числом полевых шпатов и редкими чешуями мусковита и биотита. А в составе небольшой (5–8%) примеси песчаной размерности присутствуют зерна кварц-серицитовых сланцев и известковый органогенный детрит. Цемент преимущественно глинистый – порового и порово-базального типа. В небольших интервалах он содержит карбонатную примесь. По результатам анализов (табл. 1, № 4–6) алевролитам присущи высокие содержания SiO_2 и

TiO₂, низкие MgO и отчетливое преобладание K₂O над Na₂O.

Сравнительная характеристика терригенно-минеральных составляющих алевролитов и аргиллитов (25 проб) показывает значительную близость их составов. Это преобладание кварца (50–70%) при значительном развитии обломков измененных пород и минимальном (2–5%) – полевых шпатов. В составе тяжелой фракции преобладают гематит, лимонит, магнетит, а из акцессорных минералов постоянно присутствуют циркон (5–12%), гранат (3–5%), турмалин (2–5%), зеленая слюда (2–6%); в минимальных количествах (ед. знак – 1%) – мусковит и еще реже биотит. В трех интервалах нижней–средней части разрезов Хндзорут–урочище Казан на приведенном минеральном фоне выявлено присутствие редких зерен пироксенов (авгита, гиперстена, диопсида), пикотита, эпидота и цоизита.

Мергели и глинистые известняки образуют светло-серые, серые и изредка розовато-бурые небольшие слои на разных уровнях среднеюрского разреза. Слагаются смесью пелитоморфной известняковой массы, содержащей фораминиферы и измельченный раковинный детрит, с существенно глинистым компонентом. Их соотношение в разрезе значительно варьирует, что приводит к изменению таких внешних признаков как окраска, шершавость, комковатость и ощущение жирности. Как и в терригенных накоплениях, в них заметно отчетливое преобладание K₂O над Na₂O (табл. 1, № 7). Мергели содержат редкие кремневые спиккулы губок и постоянную песчано-алевритистую примесь.

Терригенно-карбонатная формация (келловей–верхняя юра). Эта формация значительно развита в юрском комплексе, в котором с угловым несогласием залегает на размытой поверхности отложений байоса – бата. Ее мощности варьируют в больших пределах – от максимальных (120–300 м) у с. Азнаберд и значительных (150 – 200 м) в окрестностях с. Хндзорут до минимальных (20–25 м) на участках с. Гюлистан, развалин с. Старый Хндзорут и к ЮВ от урочища Казан. За исключением ряда участков со значительными (25–30°) и крутыми падениями (как это наблюдается в азнабердской полосе), этой формации в большей мере присущи малые (12–17°) падения слоев. По составу она слагается двумя типами пород, тесно связанными взаимопереходами по разрезу и латерали: известковыми песчаниками с прослоями гравелитов (55–60%) и песчанистыми известняками (40–45%) при небольшом присутствии их же несмешанных разностей. Ниже приводим их описание.

Песчаники. Терригенный компонент песчаников в значительной мере разбавлен карбонатной примесью в форме раковин, их детрита, оолитов и мелкозернистого цемента. По этому признаку в них обособляются следующие пространственно чередующиеся разности:

- 1) сильно известковые (30–40% CaCO₃);
- 2) известковые (20–30% CaCO₃);
- 3) известковистые (10–20% CaCO₃);

4) слабо известковистые (5–10% CaCO_3).

По гранулометрическим особенностям в изученных разрезах преобладают средне (0,25–0,50 мм)- и крупнозернистые (0,50–1 мм) разносити, а также их смесь, при подчиненном развитии мелкозернистых (0,1–0,25 мм) песчаников.

Изучение в шлифах показывает, что кварц является доминирующим (65–75) обломочным компонентом в общем составе песчаников и представлен следующими разновидностями.

1. Окатанными и угловато-окатанными трещиноватыми фрагментами дымчатого кварца с нормальным погасанием (рис. 3). Среди них преобладают обломки изометричной формы, часть которых в результате коррозии приобрела угловатость и неровность.

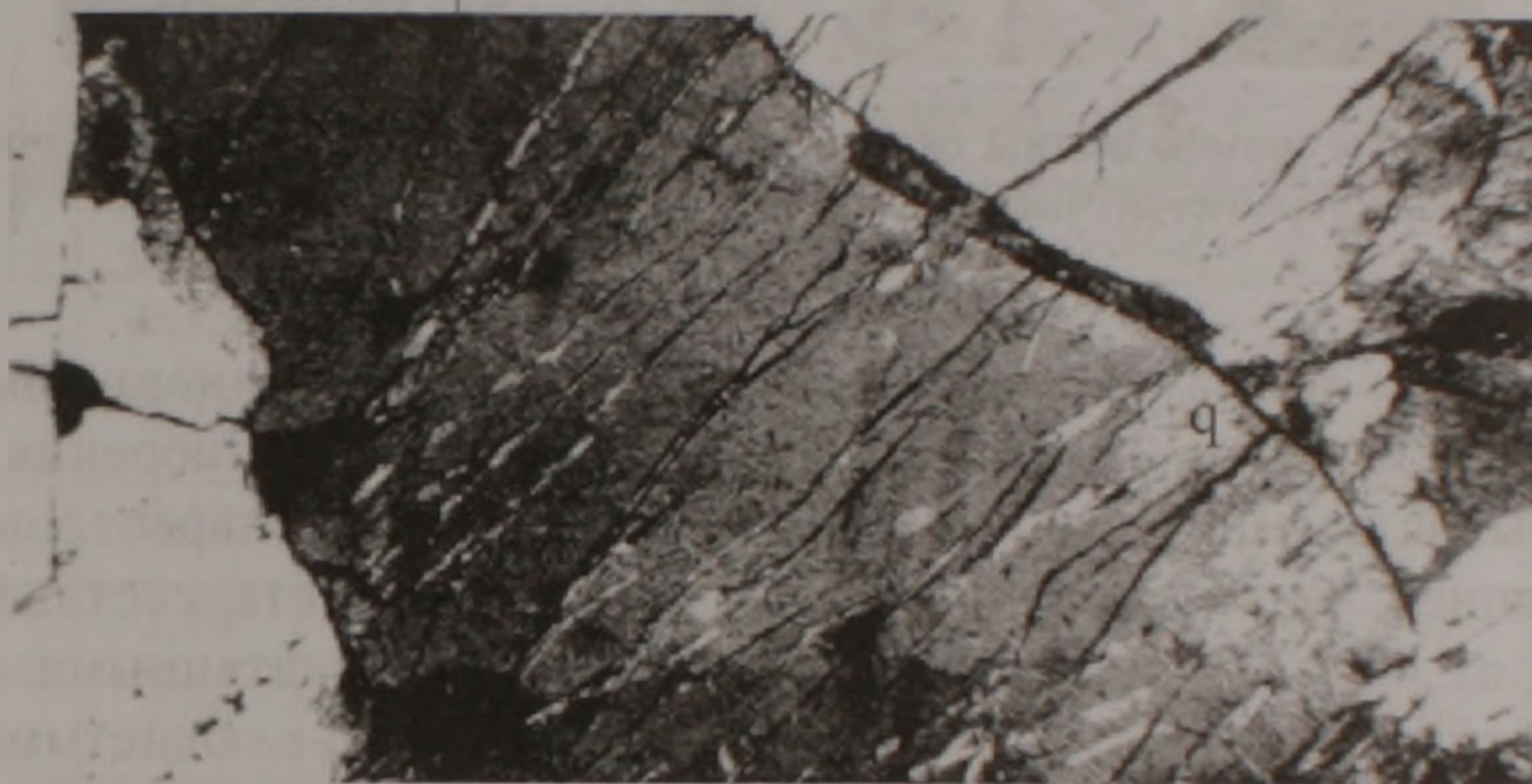


Рис. 3. Окатанный фрагмент трещиноватого кварца (q) в известковистом кварцевом песчанике. Шлиф, Ник+, ув. 60.

2. Окатанными, угловато-окатанными и угловатыми зернами с нормальным погасанием, включениями микрокристаллов акцессориев (циркон, рутил) и газовой-жидких агрегатов. Повышенная угловатость некоторой части зерен связана с распадом бывшего кварцевого фрагмента по трещинам.

3. Удлиненно-окатанным кварцем с волнистым угасанием и часто катакланизированным. В нем нередко развиты трещины дробления, сутурообразные швы и включения хлорита.

4. Окатанными и угловато-окатанными зернами кварца с нормальным и волнисто-агрегатным угасанием, редкими минеральными и газовой-жидкими микровключениями и наличием впадин-залювов по конфигурации обломков. Как известно, данный тип кварца характерен для продуктов размыва кислых эффузивных пород – кварцевых граувакк и близких к ним обломочных накоплений.

Вторыми по распространенности (15–20%) являются окатанные, реже полуокатанные зерна кварцитов с мозаичной и конформно-регенерированной структурами (рис. 4). Они слагаются скоплением плотно

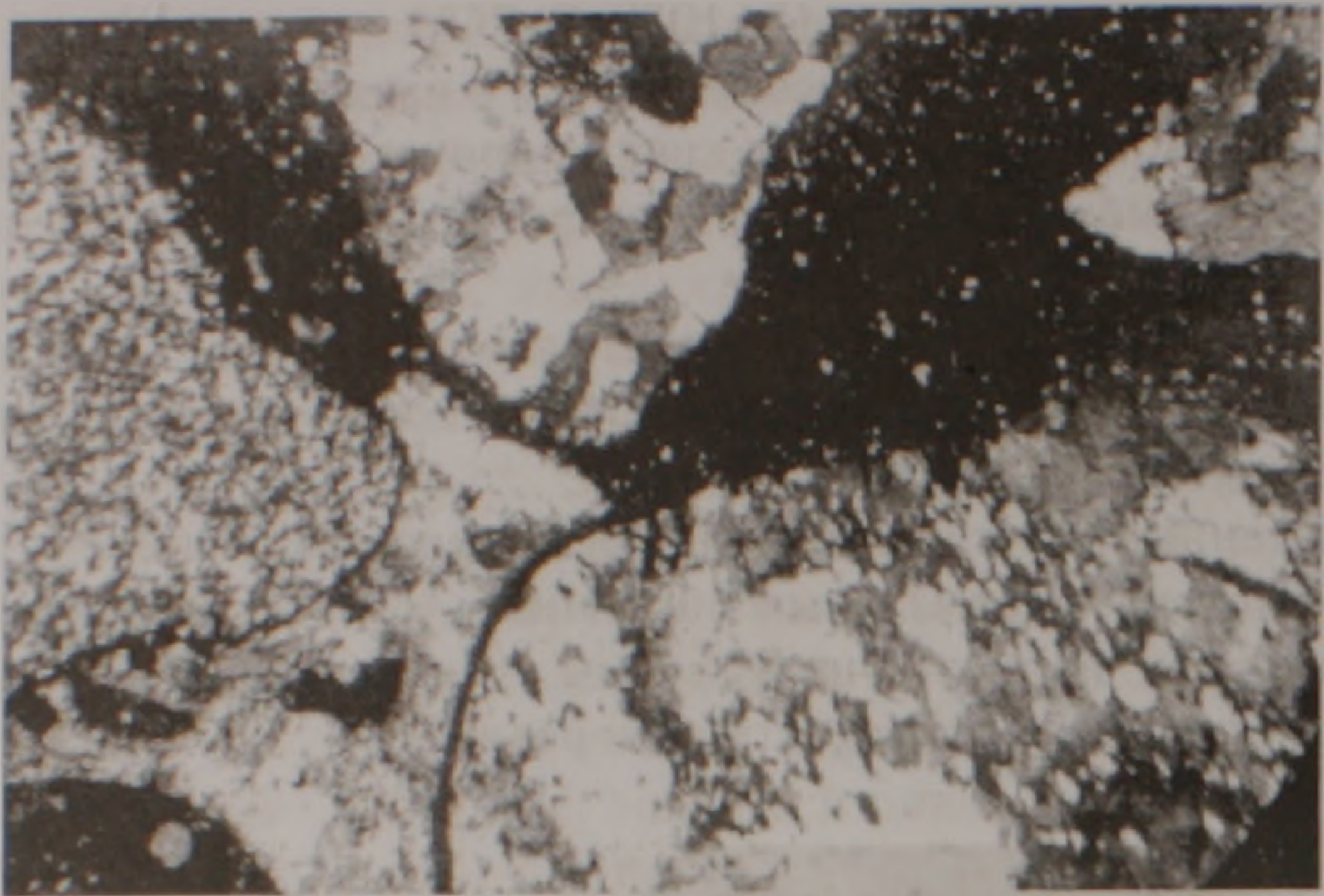


Рис. 4. В поле шлифа видны окатанные обломки кварцитов с мозаичной и конформно-регенерационной структурами. Ник+, ув. 60.

прилегающих агрегатов кварца угловато-округлой, удлиненно-округлой и полигональной формы, в которых в результате растворения имели место вынос кремнистого вещества и его дальнейшее переотложение с цементацией. А состав обломков иных пород, вместе составляющих 5–10% от общего количества, складывается хорошо окатанными кварцевыми песчаниками, аргиллитами, филлитами, кварц-слюдистыми сланцами, компонентами кислых интрузий и доломитами триаса. В единичных образцах песчаников встречены по 1–2 зерна андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов. Ввиду интенсивной хлорит-серицитизации, карбонатизации и потери кристаллографических очертаний плагиоклазы в шлифах отчетливо не диагностируются. Изредка присутствуют обломки, состоящие из срастания кварца с решетчатым микроклином, а также отдельные зерна последнего с включениями хлорита. Кроме того, в шлифах диагностируются единичные зерна хлоритизированного биотита и мусковита.

Из особенностей химического состава известковых песчаников (табл. 2) отметим высокие содержания кремнезема, заметные – титана, низкие – магния и постоянное превышение калия над натрием.

Минеральный анализ описываемых песчаников показывает выдержанность и качественное однообразие терригенного компонента при следующем составе породообразующих минералов. В легкой фракции: кварц (60–88,5%), полевые шпаты (редкие зерна); обломки пород (5–10%), разложенные зерна (5–20,5%). Значительный процент тяжелой фракции составляют гидроокислы железа. Акцессории обильны, в их числе циркон (12,5–53,5%), турмалин (4,5–20,8%), рутил (2,0–12%), анатаз (ед. зн. – 5%), гранат (1,5–12,5%), зеленая слюда (1–3%), мусковит, биотит (ед. зерна – 0,1%).

Известковые гравелиты представлены средне- крупнозернистыми

Химические анализы известковых песчаников.

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	69,20	65,15	60,07	58,14	56,20	55,11	53,34
TiO ₂	0,85	0,80	0,78	0,90	0,80	0,78	0,85
Al ₂ O ₃	2,67	2,53	2,37	2,52	1,95	2,11	2,31
Fe ₂ O ₃	1,10	0,98	0,91	0,95	0,85	0,80	0,88
FeO	0,60	0,62	0,58	0,70	0,05	0,52	0,68
MnO	0,07	0,07	0,05	0,07	0,05	0,06	0,08
CaO	12,77	17,54	18,12	19,15	20,14	21,45	19,90
MgO	1,12	1,06	1,65	0,80	0,82	0,80	0,73
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	0,15	0,16	0,12	0,18	0,25	0,20	0,21
K ₂ O	0,35	0,44	0,32	0,50	0,45	0,48	0,47
H ₂ O	0,10	0,13	0,12	0,40	0,27	0,20	0,35
п.п.п.	2,10	1,20	2,42	2,17	2,00	1,41	4,78
CO ₂	9,00	13,60	13,07	13,50	15,60	16,06	15,40

Примечание: местоположение проб: 1–2 – окрестности с. Хндзорут; 3–4 – урочище Казан; 5,6 – окрестности с. Азнаберд. Химлаборатория ИГН НАН РА, аналитики М. Барсегян, С. Чаталян, А. Назарян.

разностями (4–10 мм), слагающими небольшие (0,25–0,40 м) слои среди песчаников. В составе гравия преобладает кварц при меньшем развитии кварцитов. В гравелитах нижней части разреза терригенно-карбонатной формации присутствуют мелкие (до 3,5 см) округло-окатанные и слегка уплощенные гальки белого кварца. Цемент известковый, составляет 15–25%.

Известняки терригенно-карбонатной формации представлены несколькими генетическими типами и, как правило, обогащены терригенным материалом. Ниже приводим краткую характеристику их главных разновидностей.

1. Органогенно-детритовые известняки образованы обломками бентосных организмов, сцементированных мелко-тонкозернистым известковым материалом. Являясь преобладающей карбонатной породой, они слагают слои и пачки мощностью от 0,8–1,5 до 7,5–8 м, которые по разрезу разделены иными типами известняков, либо известковыми песчаниками. По таксономическому составу детрита в них выделены следующие разновидности.

Криноидно-полидетритовые известняки характеризуются преобладанием в составе детрита до 65% члеников криноидей размерами от 0,15 до 0,8 мм. Остальная часть представлена фрагментами губок, морских ежей, фораминифер, брахиопод, а также оолитами. Участками в детрите проявлена интенсивная водорослевая грануляция с превращением его в темный сгусток.

Полидетритовые известняки сложены смесью раковинного детрита, состоящего из пелеципод, криноидей, известковых губок, кораллов, мшанок, водорослей.

Фораминиферово-полидетритовые известняки сложены смесью раковинок фораминифер (преобладают) и их распавшихся фрагментов с разнообразным органогенным детритом. В породе присутствуют водорослевые желвачки и оолиты.

Мелкодетритовые (шламовые) известняки в большей мере слагаются тонкоперетертым раковинным материалом малых размеров (0,01 – 0,06 мм), который не поддается определению. Лишь в редких, относительно крупных частицах распознаются признаки, свойственные фораминиферам и пелециподам.

2. Органогенно-обломочные (окатаннозернистые) известняки слагают прослои и небольшие пачки (до 3,5–4 м), развитые на нескольких горизонтах, включая основание терригенно-карбонатной формации, и представлены двумя главными типами:

- мелкообломочными (0,5–2 мм) разновидностями с преобладающими обломками и цельными раковинками фораминифер при небольшом содержании иной органики;

- крупнообломочными (2–8 мм) разновидностями, сложенными хорошо окатанными обломками моллюсков, иглокожих, губок, фораминифер вместе с небольшим (3–10%) количеством оолитов.

В обоих случаях цементом служит мелко-тонкозернистый известковый материал. Другой особенностью описанных известняков является постоянное присутствие песчано-гравийной примеси (рис. 5).

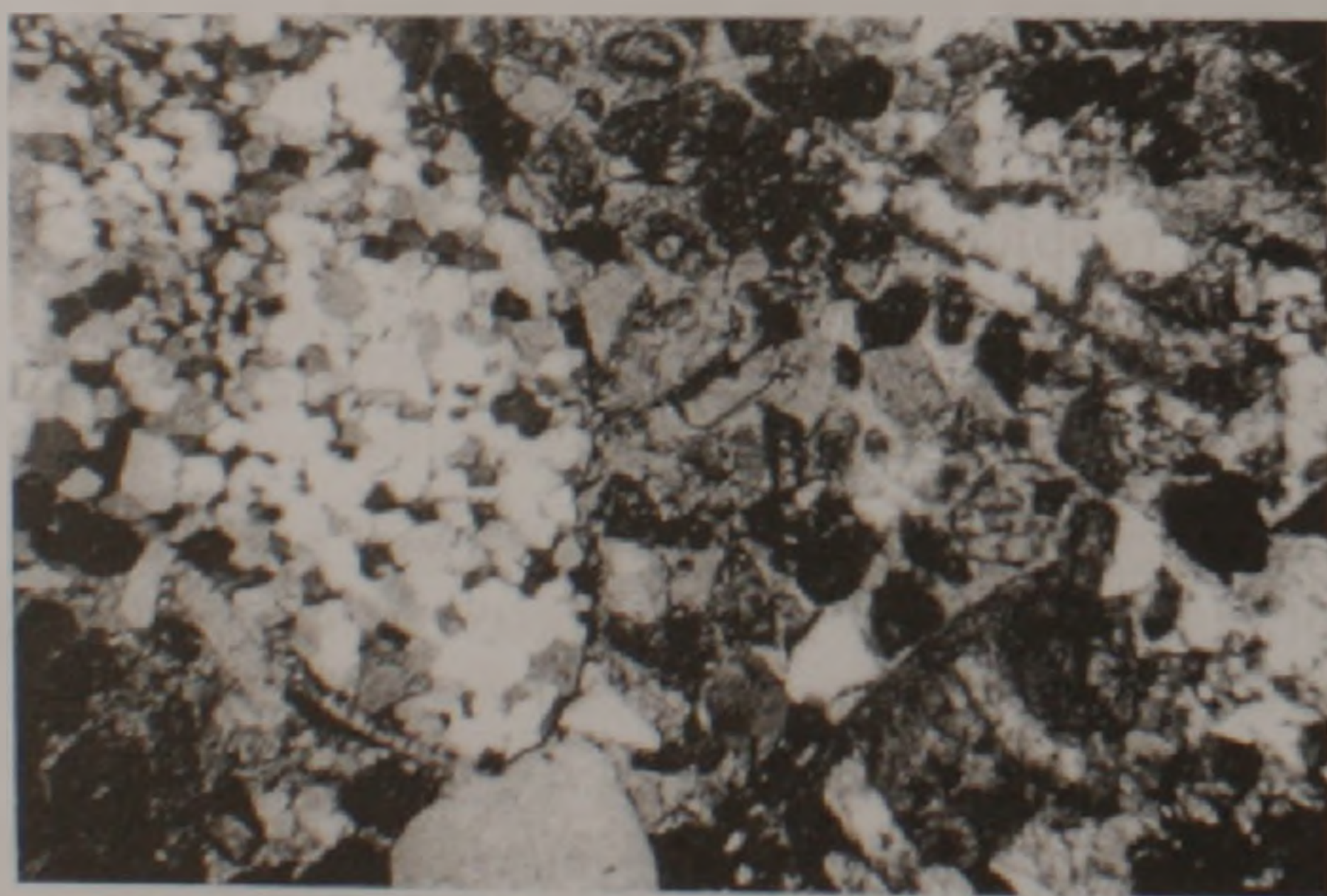


Рис. 5. Хорошо окатанное крупное зерно кварцевого песчаника (белое) в фораминиферово-полидетритовом известняке. Шлиф, Ник+, ув. 32.

3 Хемогенные известняки и их смешанные разновидности.

Собственно оолитовые известняки, сложенные преимущественно ооидами, чаще формируют небольшие (0,25–4,7 м) слои, выдержанные по простиранию на первые сотни метров. Оолиты имеют строго округлую форму со значительным (3–4) количеством концентрических оболочек и размерами порядка 0,20–0,55 мм. Ядрами служат окатанный раковинный материал, чаще представленный фораминиферами, а также песчинки кварца. Количество зачаточных оолитов не превышает 25% от их общего количества. В смешанных разностях оолитовых накоплений, имеющих большую мощность, присутствует примесь (до 30–35%) хорошо окатанного и полуокатанного раковинного детрита, а также водорослевые комочки.

Как следует из выявленных особенностей, преобладающая часть известняков складывается бентосной биокластикой (обломками раковин, панцирей, скелетов), сцементированной мелкозернистой и пелитоморфной известковой массой. А дезинтеграция органогенного материала имела двойкий характер – механический (волноприбойные явления и другие факторы активной динамики моря) и биологический, обусловленный интенсивной переработкой илоедами (черви, моллюски, ракообразные), и водорослями частиц органогенного осадка. Вероятно, этот процесс дополнялся диагностическим растворением в еще несвязанных частицах известкового ила. Также обращает внимание протекавшее время от времени интенсивное хемогенное осаждение в форме оолитов, что свидетельствует о периодической пересыщенности придонных вод карбонатом кальция. Другие важнейшие показатели состоят в отсутствии органогенных построек, как и седиментационного и диагенетического доломитообразования. Очевидно, в условиях умеренно – гумидного климата с интенсивным приносом в бассейн терригенного силикатного материала морские воды не приобретали необходимых для доломитизации величин pH и магниального фона. И все описанные явления протекали в обстановке морского мелководья глубиной от 15–20 и нескольких десятков метров до максимума шельфовой обстановки порядка 140–200 м.

Из особенностей химического состава известняков (табл. 3) весьма показательны высокие содержания кремнезема, обусловленные обилием терригенного кварца и кварцитов и низких – магния. Что касается терригенной примеси известняков, то она идентична петрографо-минеральному составу песчаников (рис. 5).

Вторичные изменения в известняках выражены преимущественно умеренной перекристаллизацией, участковой и реже послойной лимонитизацией, слабым окремнением и замещением скелетной ткани раковин халцедоном, частичной раскристаллизацией тонкозернистого известкового цемента в светлый полупрозрачный кальцит, развитием пленок органического вещества и тонких прожилков кальцита.

Обсуждение результатов. Наши представления о начале юрского

Химические анализы песчанистых известняков.

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	30,36	29,84	28,70	27,75	24,35	10,78
TiO ₂	0,11	0,23	0,15	0,13	0,13	0,08
Al ₂ O ₃	1,31	2,46	1,20	1,05	1,00	0,87
Fe ₂ O ₃	0,52	1,05	0,33	0,41	0,47	0,35
FeO	0,23	0,57	0,28	0,28	0,25	0,20
MnO	0,04	0,10	0,03	н. об	0,03	0,03
CaO	36,84	35,09	38,50	38,45	41,07	48,15
MgO	1,08	0,80	0,61	1,41	0,65	0,82
P ₂ O ₅	н. об.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
Na ₂ O	0,1	0,12	0,12	0,08	0,08	0,05
K ₂ O	0,25	0,50	0,20	0,32	0,25	0,10
H ₂ O	0,08	0,14	0,1	0,10	0,10	0,10
п.п.п.	2,46	3,56	0,5	0,50	0,50	0,27
CO ₂	26,57	25,52	29,16	29,30	30,72	38,16

Примечание. местоположение образцов: 1–2 – с. Хндзорут; 3–4 – Гюлистан; 5–6 – ур. Казан. Химлаборатория ИГН НАН РА, аналитики Л. Оганесян, Б. Талиашвили.

развития Приараксинской зоны, т.е. до излияния неграмских базальтов, основаны на присутствии в основании Неграмского разреза слоев кварцевых песчаников и гравелитов суммарной мощностью 10 м. Это однозначно свидетельствует об унаследованном от предыдущего этапа развития характере седиментации, протекающей без заметного участия новых источников сноса. С учетом предшествующей истории региона такая особенность позволяет считать, что в самом начале ааленского века данная территория представляла собой краевую субплатформенную область, в которой формировались зрелые терригенные накопления.

Затем произошел кратковременный перелом, выраженный локальным развитием расколов земной коры, явившихся местами проявления подводного вулканизма. По совокупности петрохимических признаков Ю.В. Карякин (1989) принимает рифтогенную природу раннеюрских базальтов, связанную с резким изменением геодинамического режима южной пассивной окраины Тетиса.

Можно предполагать, что в данном случае проявился недоразвитый тип рифта, который затем не привел к образованию положительных

форм рельефа и, естественно, не мог оказать существенного влияния на седиментацию. И сама изолированность выходов вулканитов (Неграм-Азнаберд) свидетельствует о прерывистом характере разрыва континентальной коры.

В байосе и нижнем-среднем бате изученная территория была вовлечена в медленное прогибание с развитием эпиконтинентального морского режима. В этих условиях имело место обильное осаждение тонкозернистого терригенного материала, главным образом глинистой мути с подчиненным количеством алевритового материала. Интервалами в подчиненном количестве осаждались карбонатные илы, часть которых по мере обогащения глинистым компонентом переходила в мергели.

Такая специфика седиментации, как и ее пространственная выдержанность, обусловлена сочетанием следующих факторов:

1. Преобладания в области размыва зрелых осадочных накоплений, возникших в течение нескольких седиментационных циклов и испытавших интенсивное химическое разложение, включая вовлечение в стадию глубокого выветривания. Отражением такой геологической предыстории является преимущественно кварцевый состав терригенного компонента и преобладание устойчивых к выветриванию аксессуаров. С этих же позиций примечательно наличие в кварцевых песчаниках и кварцитах регенерационного кварцевого цемента, возникшего в результате частичного растворения зерен обломочного кварца.

2. Устойчиво-спокойным характером тектонических движений, которые не сопровождались крупными расколами.

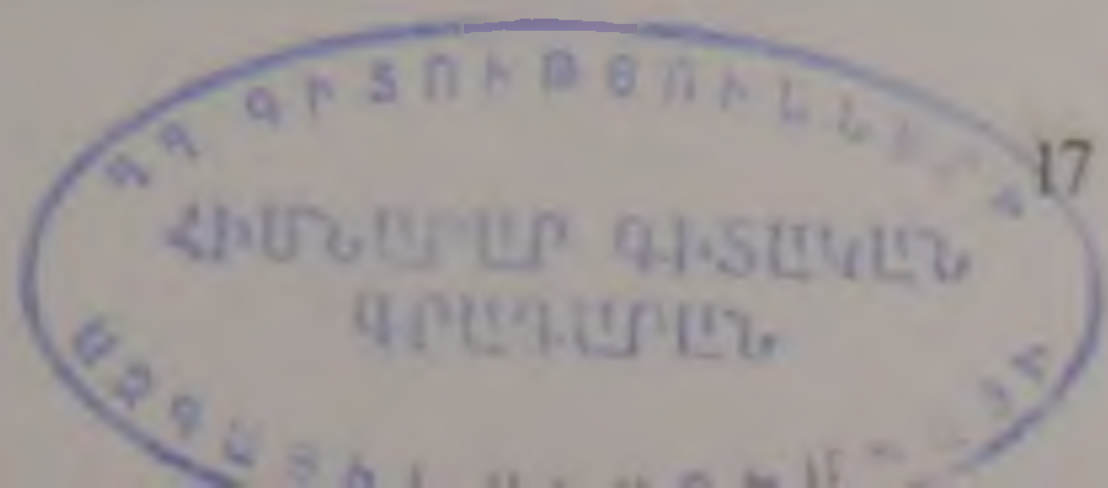
На этом этапе развития господствовал умеренно-влажный климат при нормальном солевом режиме морских вод, благоприятном для расселения фауны*.

После перерыва, выраженного размывом, с начала келловейского века и, вероятно, нижнего оксфорда, имело место укрупнение размеров терригенных частиц, выразившееся развитием известковых песчаников с прослоями гравийного материала, содержащего гальки. Вместе с этим в условиях литорали и сублиторали произошло резкое усиление органогенно-хемогенного осаждения известковых илов. Пространственно-временное сочетание этих двух пороодообразующих факторов привело к становлению терригенно-карбонатной формации.

Нам представляется, что такое изменение хода седиментации связано с двумя главными событиями:

— выходом на денудационную поверхность областей сноса более крупнозернистых и менее податливых выветриванию и дезинтеграции образований среднего-верхнего палеозоя и триаса. Помимо интенсивного

* Показательно большое развитие аммонитов, фораминифер, двустворок, брахиопод, криноидей; наличие кораллов, известковых губок, водорослей. Согласно К. Н. Ростовцеву с соавторами (1985), при палеонтологическом анализе юрских отложений региона учтены данные по 200 видам фораминифер, 56 — аммоноидей, 30 — двустворок, 17 — брахиопод. Дополняют этот список данные автора статьи, полученные при изучении карбонатных пород в шлифах и пришлифовках.



размыва в байосе и нижнем-среднем бате этому могла способствовать небольшая перестройка рельефа в связи с умеренной тектонической активизацией;

– дальнейшим потеплением климата с его устойчиво-гумидным характером, в пользу чего свидетельствует отсутствие седиментационных доломитов и диагенетической доломитизации известковых илов.

Не менее примечательно развитие устойчиво-зрелой минеральной ассоциации в составе циркон–турмалин–рутил–гранат–анатаз–зеленая слюда–кварц при небольшом содержании мусковита и биотита. По всей вероятности, большая часть минералов, представленных под названием “зеленые слюды”, является преобразованной (выветривание, катагенез) биотитом. Налицо преимущественно сиалический терригенный компонент, возникший путем размыва отложений среднего-верхнего палеозоя и триаса, первоисточником которых служили образования байкальского кристаллического фундамента, кислые интрузии и сформированные по ним осадочные образования. Такой ступенчатый характер формирования юрских минеральных ассоциаций привел к исчезновению слабо-малоустойчивых минералов и вызреванию состава до уровня кварц – преимущественно устойчивые акцессории. А некоторое присутствие пироксенов, зафиксированное всего лишь в нескольких пунктах средней-верхней части разреза, видимо, связано с размывом вулканитов основания юры.

Итак, на основании проведенных исследований и осмысления литературных данных существенно дополнены представления о юрском этапе развития Айоцзор–Нахичеванского региона Приараксинской зоны, близком к геодинамическому режиму пассивной континентальной окраины, которая развивалась в обрамлении Иранской платформы и испытала проявление быстро замкнувшегося рифта.

В заключение упомяну о большом содействии, оказанном мне при разработке данной темы ныне покойными Г.Б. Нисанян (терригенная минералогия) и В.Г. Сафаряном (полевые работы).

Работа выполнена в рамках базового финансирования Института геологических наук НАН РА.

ЛИТЕРАТУРА

- Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Области ассинтской и герцинской консолидации кристаллического основания структурно-формационных зон территории Армении. Проект № 5 МПГК корреляции доварисских и варисских событий в Альпийско-Средиземноморском горном поясе АН СССР, 1982, с. 15–16.
- Агамалян В.А. Докембрийский вулканизм Перигондванской зоны Армении. Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканизму. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного ЦО РАН, 2006, с. 81–86.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 502 с.
- Аракелян Р.А. Палеозой. Геология Армянской ССР. Т.2, Стратиграфия. Ереван:

Изд-во АН Арм. ССР, 1964, с. 21-148.

Аракелян Р.А., Нисанян Г.Б., Петросов И.Х. Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего-верхнего карбона Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1976, № 5, с. 21-31.

Григорян А.Г. Некоторые проблемы стратиграфии триаса Джерманисского месторождения угля Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, LVI, №3, с.40-46.

Геология Азербайджана. Т. 3, Магматизм. Баку, 2001, 433 с.

Казанский Ю.В. Седиментология. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение АН СССР, 1976, 271 с.

Казарян Г.А. Рифтогенный вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, LVIII, №3, с. 7-12.

Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука. Тр. ГИН, вып. 438. 1989, 150 с.

Кремнистые породы фанерозоя территории Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1987, 186 с.

Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд. НАН РА, 1993, 172 с.

Мандалян Р.А. Юрские геологические формации северо-восточной Армении (Сомхето-Карабахская зона, Тавушский марз). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009, т. 62, № 2, с. 29-43.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983, 279 с.

Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, Тр. ВСЕГЕИ, вып. 228. 1977, 159 с.

Нисанян Г.Б. Литология средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1986, 174 с.

Паффенгольц К.Н. Нижне-среднеюрские отложения Восточного Закавказья. В кн.: Геология ССР. Т. 1, Закавказье. Часть I. М.-Л.: Госгеолиздат, 1941, с. 103-115.

Петросов И.Х. Глинистые породы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983, 322 с.

Ростовцев К.О. Юрские отложения Нахичеванской АССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Баку, 1957, 24 с.

Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 7, с. 123-127.

Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Мнацаканян А.Х., Саакян Л.Г. Литодинамика рифтогенеза Араксинской зоны (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009, LXII, №1, с. 32-36.

Юра Кавказа. Санкт-Петербург: Наука, 1992, 184 с.

Юрские отложения южной части Закавказья. Л.: Наука, 1985, 188 с.

Bonnet P. et N. Description geologique de la Transcaucasie meridionale. Mem. Soc. géol. France. t. 25, N 53, 1947, 263 p.

Рецензент Ж.О. Степанян

ՀԱՅՈՑ ՉՈՐԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՅՈՒՐԱՅԻ ԼԻԹԱՅՈՐՄԱՅԻՈՆ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆԸ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Ռ.Ա. Մանդալյան

Ամփոփում

Հայաստանի հարավ-արևմտյան մասում (Հայոց ձորի անտիկլինորիում) և Մերձարարսյան գոտու հարակից տարածքներում յուրայի հասակի նստվածքային կազմի ապարները, որոնք հարստացված են

տերիզեն և կարբոնատային գոյացումներով, տեղադրված են պալեոգոյ-տրիասի սուբպլատֆորմային հիմքի վրա: Վերջինից նրանք ժառանգել են տերիզեն միներալային կազմի կվարց-աքցեսորային միներալների հաստատուն ասոցիացիա, որը ցույց է տալիս նստվածքակուտակման հանդարտ տեկտոնական իրավիճակ: Բացառություն է կազմում կարճաժամկետ և լոկալ (տեղական) Նեգրամի բազալտային կազմի հրաբխականությունը, որն ունենալով թերի ձևավորված ուֆթի բնույթ, նստվածքակուտակման վրա էական ազդեցություն չի թողել:

ON THE JURASSIC LITHO-FORMATION ANALYSIS OF THE HAYOTSDZORE ANTICLINORIUM (ARMENIA)

R.A. Mandalyan

Abstract

The Jurassic formations of the SW Armenia (Hayotsdzore anticlinorium) and the adjacent areas of the Arax zone compose a sedimentary complex comprised by terrigenous and carbonate formations, which are laid on the Paleozoic-Triassic subplatform base. From the later they inherited a mature terrigenous- mineralogical association of quartz-stable accessories, which together with a distinct shallow-water nature and stable lithological composition indicates a calm tectonic environment of the lithogenese. The exception is a short-time and local manifestation of basaltic volcanism, which was of the embryonal rift affinity without any essential influence on the sedimentogenese.

ЭТАПЫ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОЙ АРМЕНИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ Rb-Sr ИЗОТОПНЫХ ДАТИРОВОК)

© 2010г. Р.Л.Мелконян, Р.Х. Гукасян, Р.Н.Таян,
Р.А. Хоренян, С.Э. Овакимян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: ramelk@sci.am

Поступила в редакцию 28 07 2010 г

В настоящее время существуют два основных представления об этапах и возрасте формирования промышленного медно-молибденового оруденения Южной Армении, ассоциирующего с Мегринским плутоном. Согласно одному из них промышленное оруденение (Каджаран, Агарак и др.) сформировалось в течение одного - раннемиоценового этапа, согласно другому - оно было сформировано в течение двух этапов – позднеэоценового (Агарак) и раннемиоценового (Каджаран). Мнение о двух этапах и соответственно двух возрастах медно-молибденового оруденения базировалось на результатах К-Аг датировок пород различных фаз Мегринского плутона, серицитов из гидротермально-измененных околорудных пород, а также количественных спектрографических определений возраста молибденитов из указанных месторождений Re-Os методом. Учитывая неоднозначность результатов К-Аг датировок, нами была проведена Rb-Sr изохронная датировка гранитоидов Агаракского рудного поля и серицитов гидротермально-измененных околорудных пород Агаракского месторождения. Полученные результаты, наряду с Rb-Sr изохронными и К-Аг возрастными датировками порфировидных гранитоидов и сиеногранитов Мегринского плутона, позволяют уверенно говорить о двух этапах промышленного медно-молибденового рудообразования, связанного с Мегринским плутоном – верхнеэоценовом - 38.8 ± 1.4 Ma (Агарак) и нижнемиоценовом – 22.9 ± 2.1 Ma (Каджаран).

Вопрос об этапах формирования и возрасте промышленного медно-молибденового оруденения Мегринского плутона, как и Зангезурского рудного района в целом, имеет не только научное, но и прикладное значение, поскольку непосредственно связан с выбором направления поисковых и поисково-разведочных работ в этом регионе.

В настоящее время существуют два различных представления о возрасте медно-молибденового оруденения Зангезура. Согласно одному из них все медно-молибденовое оруденение одновозрастное – нижнемиоценовое (или верхнеэоценовое), согласно другому – выделяются два этапа и соответственно два возраста гидротермального медно-молибденового рудообразования – верхнеэоценовый и нижнемиоценовый.

Целью представленной работы является обсуждение этого вопроса на основе новых данных по Rb-Sr изохронной датировке интрузивных комплексов Мегринского плутона и ассоциирующего с ними медно-молибденового оруденения.

Краткий обзор существующих представлений

Большинство исследователей Зангезурского рудного района придерживались мнения об одновозрастности промышленного медно-молибденового оруденения (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Айгедзор, Личк и др.) Это мнение было довольно логичным и естественным, поскольку формирование плутона представлялось в виде последовательных фаз Мегринского плутона (от трех до пяти), а само оруденение связывалось генетически или парагенетически с породами наиболее молодой фазы — порфиридовидными гранитоидами или с их глубинным магматическим очагом. При этом, в зависимости от датировки Мегринского плутона, возраст оруденения считался либо верхнеэоценовым (С.С. Мкртчян, А.И. Адамян, А.А. Габриелян и др.), либо нижнемиоценовым (В.Г. Грушевой, И.Г. Магакьян, С.А. Мовсесян, К.А. Карамян, Г.О. Пиджян и др.).

В середине 60-ых годов прошлого столетия на основании результатов многочисленных К-Аг датировок пород различных фаз Мегринского плутона, а также специфики их вещественного состава были выделены два разновозрастных полифазных интрузивных комплекса — верхнеэоцен-олигоценовый габбро-монцонит-граносиенитовый с К-Аг изотопным возрастом 37–41 Ма и нижнемиоценовый — гранит-гранодиоритовый с возрастом 21–23 Ма (Гукасян, Меликсетян, 1965). Учитывая одновременно их минералого-геохимические особенности, унаследованные поздне- и постмагматическими образованиями, указанные авторы пришли к выводу о двух главных этапах рудообразования и двух возрастных группах медно-молибденовых месторождений Сюника — верхнеэоценовом и нижнемиоценовом. В ряду типовых месторождений первой группы были отмечены, в частности, Агаракское и Дастакертское, а второй — Каджаранское и Личкское месторождения.

Новые данные о возрасте гидротермального медно-молибденового и золото-полиметаллического оруденения, связанного с Мегринским плутоном, были получены в конце 60-х годов прошлого столетия в рамках К-Аг изотопного датирования рудных формаций Армении (Багдасарян и др., 1968). В частности, по серицитам из гидротермально измененных оклорудных пород для Каджаранского месторождения были получены возрастные значения 22 ± 2 Ма, для Дастакертского месторождения — 19 ± 2 Ма, для Личкского месторождения — 21 Ма, для Аткизского полиметаллического месторождения — 24 ± 1 Ма. В то же время для Агаракского медно-молибденового месторождения были получены датировки 42 ± 2.5 Ма, для Личкваского золото-полиметаллического месторождения — 37.5 ± 0.5 Ма, для Тейского золото-полиметаллического месторождения — 38 ± 2.5 Ма. Полученные результаты, в целом, подтвердили мнение Р.Х. Гукасяна и Б.М. Меликсетяна о двух возрастных группах гидротермальных медно-молибденовых месторождений Сюника. Исключение составили результаты К-Аг датирования серицитов из гидротермально-измененных оклорудных пород

Дастакертского месторождения, указывающие на его нижнемиоценовый, а не верхнеэоценовый возраст, как предполагали вышеотмеченные авторы.

Двухэтапный – позднеэоценовый и раннемиоценовый, оторванные друг от друга во времени, характер медно-молибденового оруденения Зангезурского рудного района был зафиксирован и результатами спектрографического Re-Os определения возраста молибденитов промышленных месторождений Зангезурского рудного района: для Каджаранского месторождения были получены значения – 24.3 ± 1.2 Ma, для Дастакертского месторождения – 22.5 ± 1.3 Ma, для Агаракского месторождения – 43.9 ± 2.5 Ma, что в целом соответствовало результатам K-Ar изотопных датировок (Фарамазян и др., 1974).

В то же время, предлагая новую схему возрастного и формационного расчленения интрузивного магматизма Зангезурского рудного района – 4 полифазных интрузивных комплекса со своими жильно-магматическими образованиями и продуктами послемагматической и гидротермальной деятельности (Карамян и др., 1974), авторы все промышленное гидротермальное медно-молибден-порфировое и золото-полиметаллическое оруденение считали одновозрастным и связывали лишь с комплексом порфировидных гранитов и гранодиоритов.

Позднее, новая схема возрастного и формационного расчленения Мегринского плутона была представлена и Б.М. Меликсетяном (1989), при этом, отмечая непрерывность и длительность формирования разнотипного оруденения, автором, в отличие от (Карамян и др., 1974), подчеркивалась, в частности, разновозрастность (верхний эоцен и нижний миоцен) гидротермального медно-молибденового оруденения (Каджаран, Агарак и др.).

Приведенный краткий обзор существующих мнений о возрасте и этапах гидротермального медно-молибденового оруденения, связанного с Мегринским плутоном, свидетельствует о принципиальных различиях представлений разных авторов по этому вопросу. Одновременно следует отметить, что почти все исследователи, затрагивающие в той или иной связи вопрос возраста и генезиса Каджаранского месторождения, отмечали его связь, генетическую или парагенетическую, с наиболее молодыми порфировидными гранитами и гранодиоритами. Детальное K-Ar датирование последних и их дайковых дериватов (более 60 определений), проведенное Р.Х. Гукасяном в начале 60-ых годов прошлого столетия, выявило узкий временной интервал их формирования – 20 ± 2.5 Ma (Гукасян, Меликсетян, 1965). В последние годы была проведена также Rb-Sr изохронная датировка порфировидных гранитов и гранодиоритов, их дайкового комплекса и мономинеральных фракций калиевого полевого шпата, результаты которой – 22.9 ± 2.1 Ma также свидетельствуют о нижнемиоценовом возрасте комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов (Гукасян и др., 2006). Вышеприведенные данные с достаточной определенностью указывают на нижнемиоценовый возраст Вохчинского полифазного комплекса

порфировидных гранитов и гранодиоритов и связанного с ним (генетически или парагенетически) Каджаранского медно-молибден-порфирового месторождения.

Изотопная датировка рудовмещающих пород Агаракского месторождения и обсуждение результатов

В отличие от Каджаранского месторождения сложнее обстоит дело с датировкой Агаракского медно-молибденового месторождения. Месторождение размещено главным образом в сиеногранитах¹ и лейкократовых порфировидных гранодиоритах позднеэоценового интрузивного комплекса (рис.2).

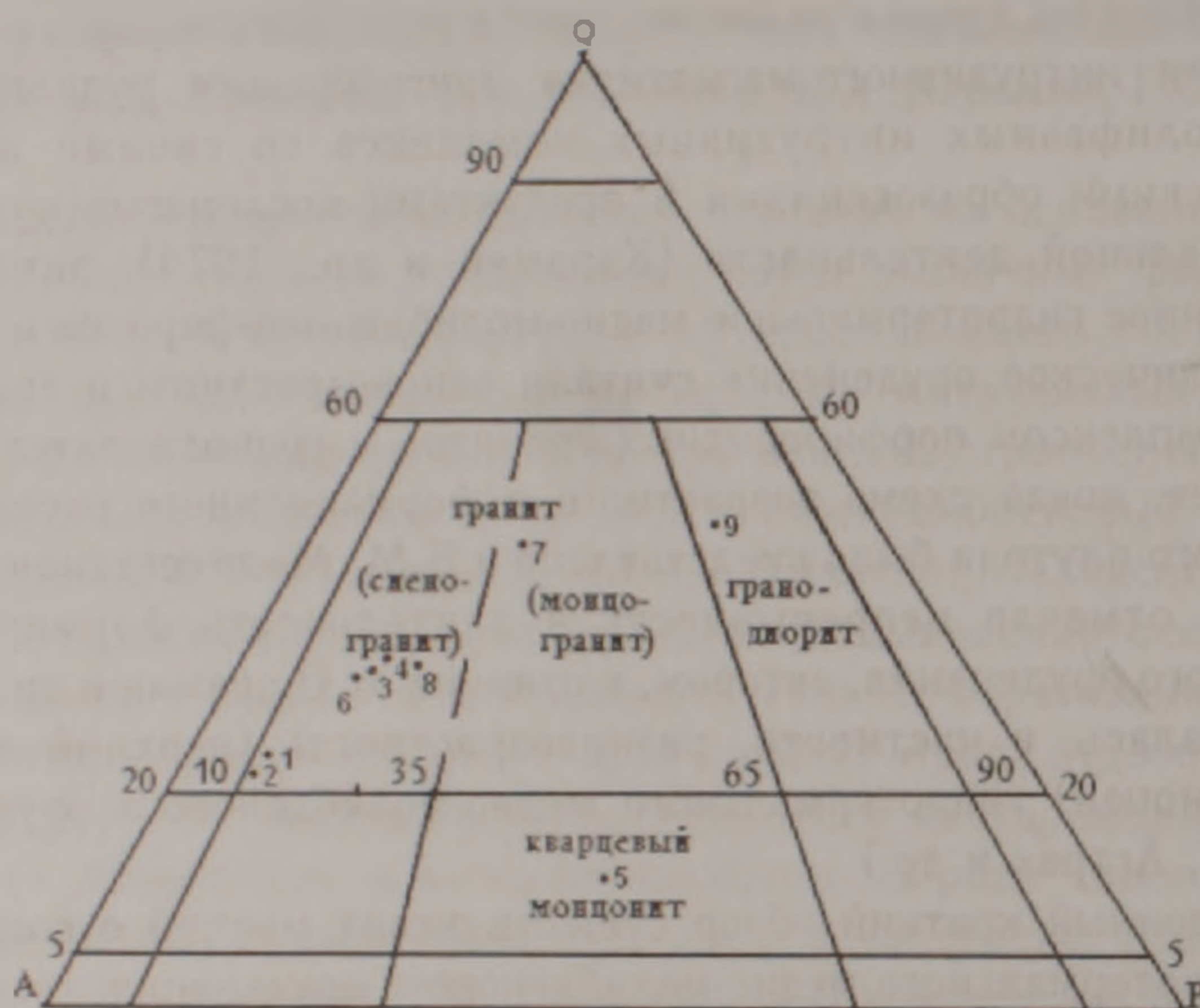


Рис. 1. Положение фигуративных точек проанализированных пород на классификационной и номенклатурной диаграмме. 1 –обр. 6311, 2 –обр. 6312, 3 –обр. 6313, 4 –обр. 6314, 5 –обр. 6315, 6 –обр. 6316, 7 –обр. 6317, 8 –обр. 6318, 9 –обр. РТ – 10. Места отбора образцов указаны на рис. 2.

Как мы уже отметили, результаты К-Аг датировок серицитов из околорудных гидротермально – измененных пород Агаракского месторождения (42 ± 2.5 Ma) и Re-Os спектрографических датировок молибденитов Агаракского месторождения (43.9 ± 2.5 Ma) указывают на верхнеэоценовый возраст месторождения. Необходимо однако

¹ В публикациях разных авторов сиенограниты определялись как граносиениты, однако в рекомендациях Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук (Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов, 1997) указанные породы по их количественно-минеральному составу размещаются в основном в поле сиеногранитов (рис.1), а граносиениты, как тип пород, и соответствующее поле на диаграммах не выделяются.

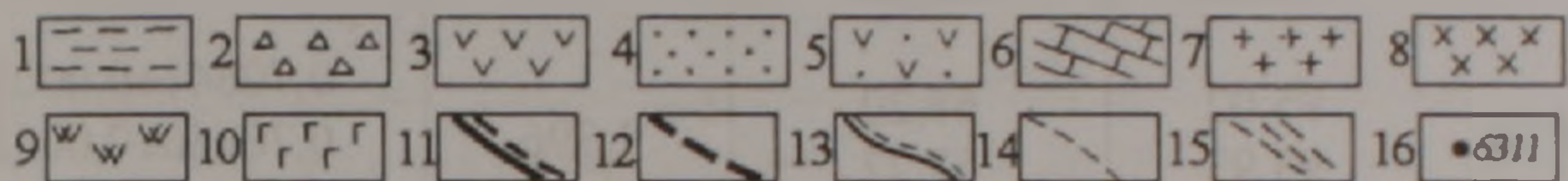
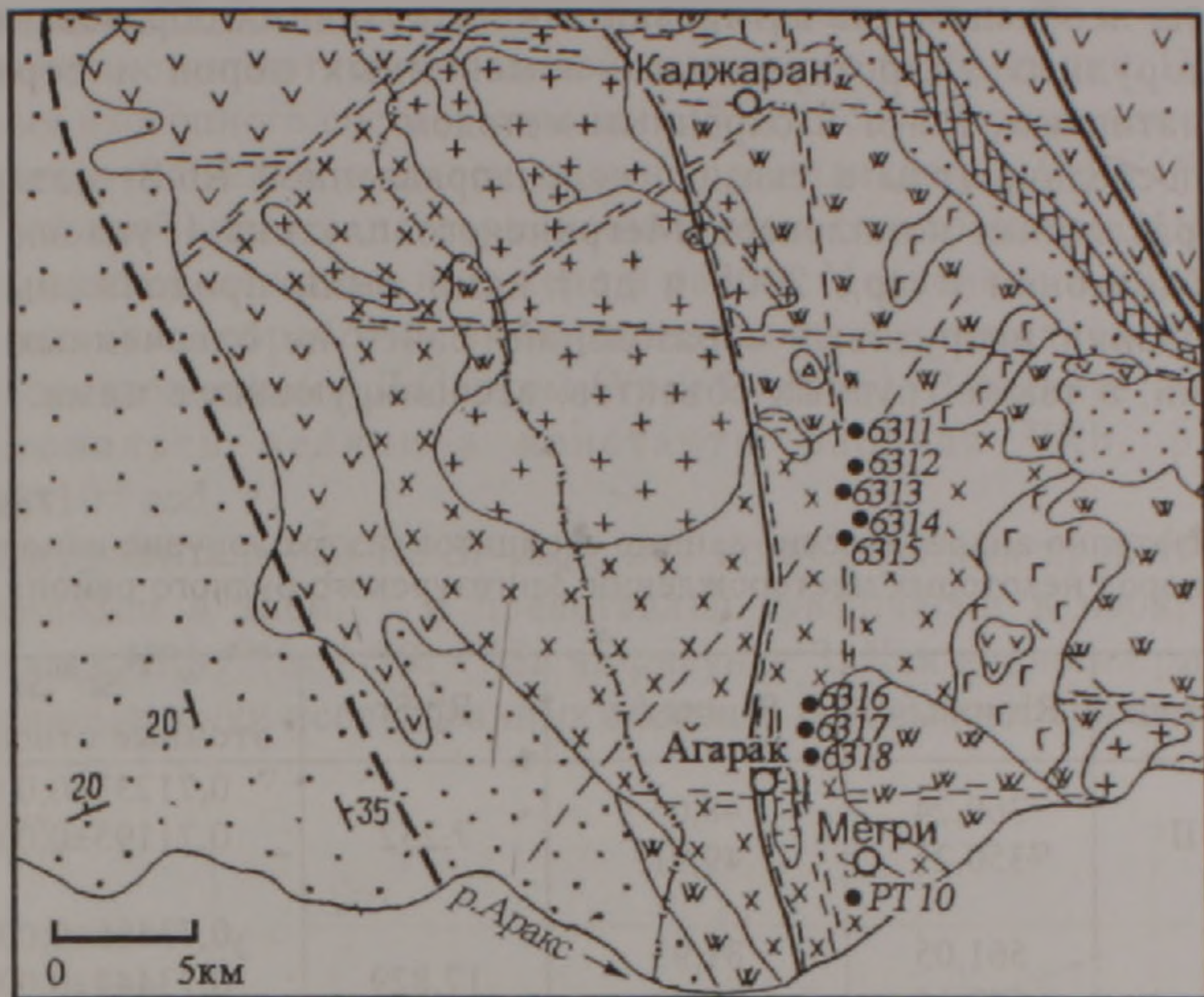


Рис. 2. Геолого-структурная схема южной части Зангезурского рудного района (основа: геолого-структурная карта М 1:50000. Авторы: К.А.Карамян, Р.Т.Джрбашян, О.П.Гуюмджян, Р.Н.Таян, 1974).

Условные обозначения: 1. Терригенно – озерные отложения (N_1^1). 2. Андезиты, трахиандезиты, дациты, риолиты (N_2^1). 3. Нерасчлененный комплекс вулканитов: базальты, базальтовые андезиты, андезиты – потоки, лавобрекчии, субвулканические тела, эксплозивные брекчии, туфобрекчии, реже туфы (капутджухская свита P_1^1). 4. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, песчанистые известняки, туфопесчаники, туфобрекчии, туфы, известняки микрозернистые, тонкослоистые мергели ($K_1^{cm-1}-P_2^2$). 5. Базальтовые андезиты, андезиты; лавы, туфобрекчии (вулканогенно-обломочная свита J_1^{ox-km}). 6. Известняки массивные, сланцеватые, слоистые, битуминозные (D_2-P_1).

Интрузивные образования: 7. Комплекс порфировидных гранитоидов (N_1^1). 8. Комплекс габбродиорит-гранодиорит-сиеногранитов (P_2^1). 9. Комплекс габбро-монцонит-сиенитов (P_2^1). 10. Комплекс габбро-оливиновый (P_2^1). Разрывные нарушения: 11. Хуступ-Гиратахский разлом. 12. Салвард-Ордубадский разлом. 13. Таштунский разлом; 14. Внутриблоковые разломы; 15. Зоны повышенной трещиноватости; 16. Точки отбора и номера образцов.

отметить, что эти результаты исследователями воспринимаются не однозначно, учитывая, с одной стороны, возможные, нередко значительные колебания значений К-Аг определений возраста серицитов гидротермально-измененных пород, и с другой – методические сложности, связанные со спектрографическим Re-Os методом определения возраста молибденитов. Возможно поэтому указанные методы возрастной датировки рудных объектов не нашли широкого признания и использования в современной практике научно-исследовательских работ. В этой связи

возникла необходимость датировки как интрузивных образований, так и околорудных гидротермально- измененных пород и серицитов альтернативным, Rb-Sr изохронным методом.

В последние годы в связи с целенаправленной Rb-Sr датировкой пород различных комплексов Мегринского плутона (Гукасян и др., 2006; Мелконян и др., 2008 и др.) нами были продолжены Rb-Sr исследования интрузивных образований, ранее не охваченных этими работами, а также рудных объектов, ассоциирующих с ними.

Таблица 1

Rb-Sr изотопно-аналитические данные серицитов из околорудно-измененных пород некоторых месторождений Зангезурского рудного района

№ образца	Rb мкг/г	Sr мкг/г	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ атомные отношения
3/С-II	360,24	48,05	7,252	0,71233±0,00024
	350,21	49,91		0,71195±0,00004
33	561,05	31,93	17,829	0,73466±0,00021
	548,16	30,28		0,73444±0,00050
38	95,02	68,20	1,396	0,70641±0,00030
	93,93	67,27		0,70660±0,00021
66	171,47	442,08	0,377	0,70505±0,00015
	166,14	452,52		0,70505±0,00021
67	377,37	34,00	10,888	0,71260±0,00014
	367,44	34,41		0,71339±0,00021
69	91,95	41,34	2,188	0,70865±0,00013
	94,14	43,71		0,70916±0,00023
70	187,96	25,11	7,591	0,71086±0,00029
	189,23	24,59		0,71128±0,00009
707	152,33	23,15	6,568	0,71417±0,00028
	149,05	22,73		0,71637±0,00035
707-2	153,53	22,11	7,086	0,71615±0,00016
	155,44	21,49		0,71596±0,00050
68	281,96	144,98	1,967	0,70790±0,00025
	283,73	142,42		0,70809±0,00010
С-22	246,33	29,86	8,476	0,71816±0,00023
	239,80	27,49		0,71884±0,00019

Опись анализов: 3/С-II/ -Каджаран; 33 –Тей; 66 –Аравус, Баргушат; 38 –Личк; 67 –Каджаран; 69 –Нор Аревик; 70 –Личк; 707, 707-2, 68, С -22 –Агарак.

Методика Rb-Sr исследований. Концентрации Rb и Sr в образцах определялись стандартной методикой изотопного разбавления. Прямые измерения изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), а также измерения изотопных отношений в смеси образца и индикатора ($^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$) и ($^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) проводились на термоионном масс-спектрометре МИ-1201Т (более подробно методика изложена в работе Мелконяна и др., 2008). Статистическая обработка экспериментальных данных сделана по методу, предложенному Д.Йорком (York D., 1966). В расчете возраста использовалась величина константы распада ^{87}Rb , равная $\lambda_p = 1,42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

Экспериментальный Rb-Sr материал исследованных проб (серицитов) приведен в табл. 1 и представлен графически в изохронных координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на рисунке 3. Как видно из рисунка, фигуративные точки исследованных образцов показывают значительный

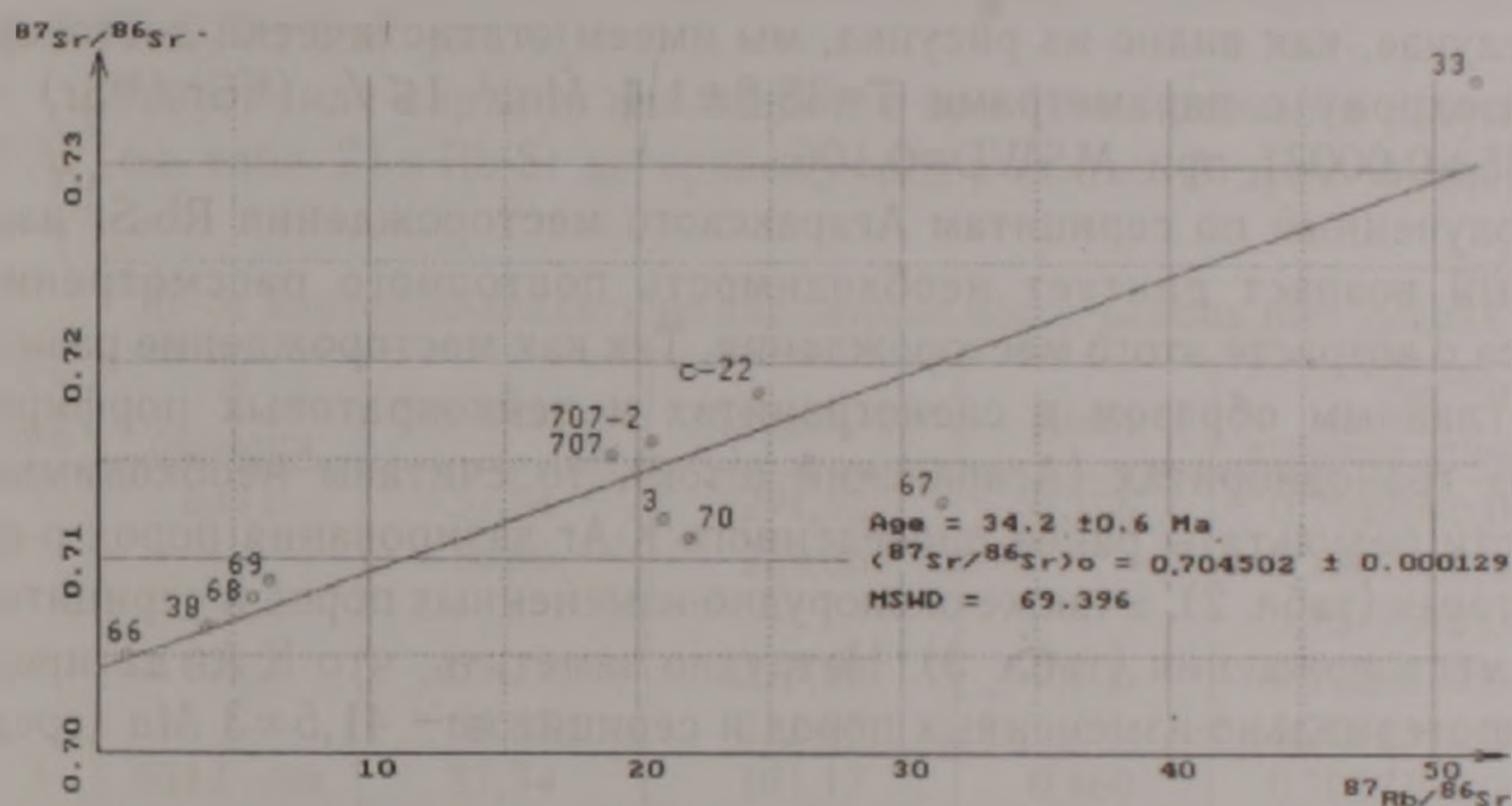


Рис. 3. Rb-Sr изохронная диаграмма серицитов из околорудно-измененных пород некоторых месторождений Зангезурского рудного района. Опись анализов см. табл. 1.

разброс относительно аппроксимирующей прямой линии. Вычисленный полиномиальным методом наименьших квадратов возраст, хотя и находится в довольно узких пределах ($35 \pm 1,5$ млн лет, 2б), но исключительно высокое значение СКВО (средний квадрат взвешенных отклонений – $\text{MSWD} = 69,4$) четко указывает на отсутствие статистически достоверной изохронной зависимости исследованных образцов (их когенетичность и геохимическую замкнутость после образования). Анализ показывает, что избыточный разброс точек соответствует статистической модели II Г.А.Макинтайра и др. (McIntyre G.A. et al., 1966) и вызван некоторым различием возрастов исследованных проб. Поскольку в анализированном материале находились 4 пробы мономинеральных серицитов из Агаракского медно-молибденового месторождения, то была проведена отдельная статистическая обработка их Rb-Sr данных. Результат новых вычислений показан графически на рис. 4. В

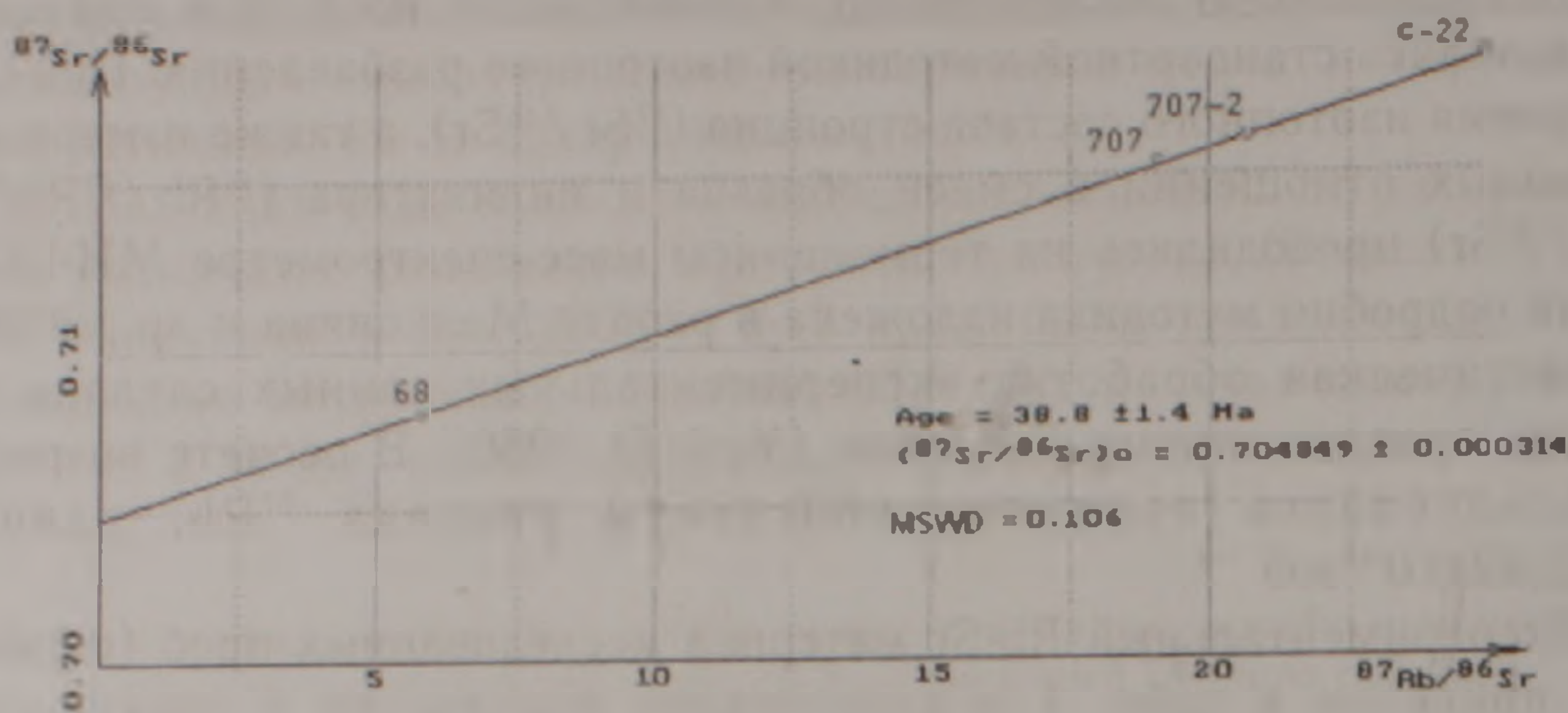


Рис. 4. Rb-Sr изохронная диаграмма серицитов Агаракского медно-молибденового месторождения. Опись анализов см. табл.1.

этом случае, как видно из рисунка, мы имеем статистически достоверную изохрону с параметрами $T=38,8\pm1,4\text{ Ma}$ / 16 /, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0,70485\pm0,00031$ при $\text{MSWD}=0,106$.

Полученный по серицитам Агаракского месторождения Rb-Sr изохронный возраст диктует необходимость повторного рассмотрения вопроса о возрасте этого месторождения. Так как месторождение размещено главным образом в сиеногранах и лейкократовых порфировидных гранодиоритах (Агаракский шток), то считаем необходимым привести результаты ранее проведенного К-Аг датирования пород р-на пос. Агарак (табл. 2), а также околорудно-измененных пород и серицитов этого месторождения (табл. 3). Нетрудно заметить, что К-Аг датировки гидротермально-измененных пород и серицитов – $41,5\pm3\text{ Ma}$ (сред.

Таблица 2

Результаты К-Аг датирования пород р-на пос. Агарак^{х)}

№ образца	К. %	^{40}Ar нг/г	Возраст, Ma
115	2,18	6,04	$40,7\pm2,5$
116	1,66	4,24	$37,7\pm2,0$
4215	1,83	4,66	$37,7\pm2,0$
4216	1,56	4,12	$39,2\pm2,0$
1582	1,75	4,56	$38,5\pm2,0$
1002	1,93	5,55	$42,2\pm3,0$
117	4,28	11,55	$39,8\pm2,0$
Среднее			$39,4\pm2\text{ Ma}$

Опись анализов: 115 –гранодиорит порфировидный, 116 –сиеногранит (граносиенит), 4215 –гранодиорит, 4216 –кварцевый диорит, 1582 –сиеногранит (граносиенит), 1002 –гранодиорит-порфир, 117 –аплит.

^{х)}Измерения проведены в 1965-1970 гг.; константы распада $^{40}\text{K}:\lambda_{\text{K}}=5,57\cdot10^{-11}\text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\text{Rb}}=4,74\cdot10^{-10}\text{ год}^{-1}$ (Агаракский шток).

Таблица 3

Результаты К-Аг датирования околорудно-измененных пород Агаракского месторождения¹⁾

№ образца	К, %	⁴⁰ Аг мг/г	Возраст, Ма
7/1000	3,47	10,05	42,7±3,0
К.К. – 18/65	4,95	12,60	37,5±3,0
К.К. – 8/65	6,23	17,90	42,2±3,0
К.К. – 9/65	6,09	18,00	43,5±3,5
Среднее			41,5±3 Ма

Опись анализов: 7/1000 – гидротермально сильно измененная, серицитизированная порода, К.К. – 18/65 – полевошпатизированная порода, К.К. – 8/65 и К.К. – 9/65 – серициты.

¹⁾ Измерения проведены в 1965-1970 гг.; константы распада ⁴⁰К: λ_к = 5,57×10⁻¹¹ год⁻¹, λ_β = 4,74×10⁻¹⁰ год⁻¹.

из 4-х) созвучны с результатами Rb-Sr изохронных датировок серицитов 38,8±1,4 Ма (см. рис.4).

Аналогичная картина наблюдается при сопоставлении результатов К-Аг (см. табл. 2) и Rb-Sr датировок пород р-на пос. Агарак. Эксперимен-

Таблица 4

Rb-Sr изотопно-аналитические данные пород района пос. Агарак

NN n/n	№ образца	Rb мкг/г	Sr мкг/г	Rb/Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr атомные отношения
1	6311	57,31	291,52	0,196	0,70496±0,00020
		56,96	289,66		0,70477±0,00014
					0,70475±0,00017
2	6312	65,29	213,80	0,306	0,70506±0,00014
		64,83	211,95		0,70513±0,00018
3	6312 – Ап	87,34	101,17	0,860	0,70573±0,00016
		87,11	101,78		0,70615±0,00019
4	6313	64,12	224,45	0,287	0,70502±0,00014
		63,63	220,52		0,70517±0,00015
5	6314	72,70	181,46	0,408	0,70520±0,00020
		73,48	177,12		
6	6315	49,67	208,33	0,95	0,70468±0,00017
		19,77	207,09		
7	6316	75,92	149,32	0,506	0,70532±0,00017
		75,28	149,32		0,70548±0,00021
8	6317	70,87	122,56	0,578	0,70557±0,00014
		69,74	121,32		
			121,32		
9	6318	77,75	125,45	0,628	0,70566±0,00007
		78,46	123,38		
10	6318-кпш	74,89	125,86	0,595	0,70553±0,00017
		75,20			
11	PT -10	26,94	777,31	0,035	0,70455±0,00018

Опись анализов: 6311-6314, 6316, 6318 – сиенограниты, 6312-Ап-кварц-калишпатовый прожилок, 6315-кварцевый монцонит, 6317-монцогранит, 6318 – кпш (кали-натровый полевой шпат), PT-10 – гранодиорит (Агаракский шток)

тальные Rb-Sr изотопно-аналитические данные пород района пос. Агарак приведены в табл.4. Фигуративные точки 11 проанализированных проб образуют реальную изохрону ($MSWD = 0,113$), соответствующую возрасту $41,8 \pm 4,3 \text{ Ma}$ и первичному отношению $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70456 \pm 0,00008$ (рис.5), тем самым подтверждая достоверность ранее полученных результатов K-Ar датировок.

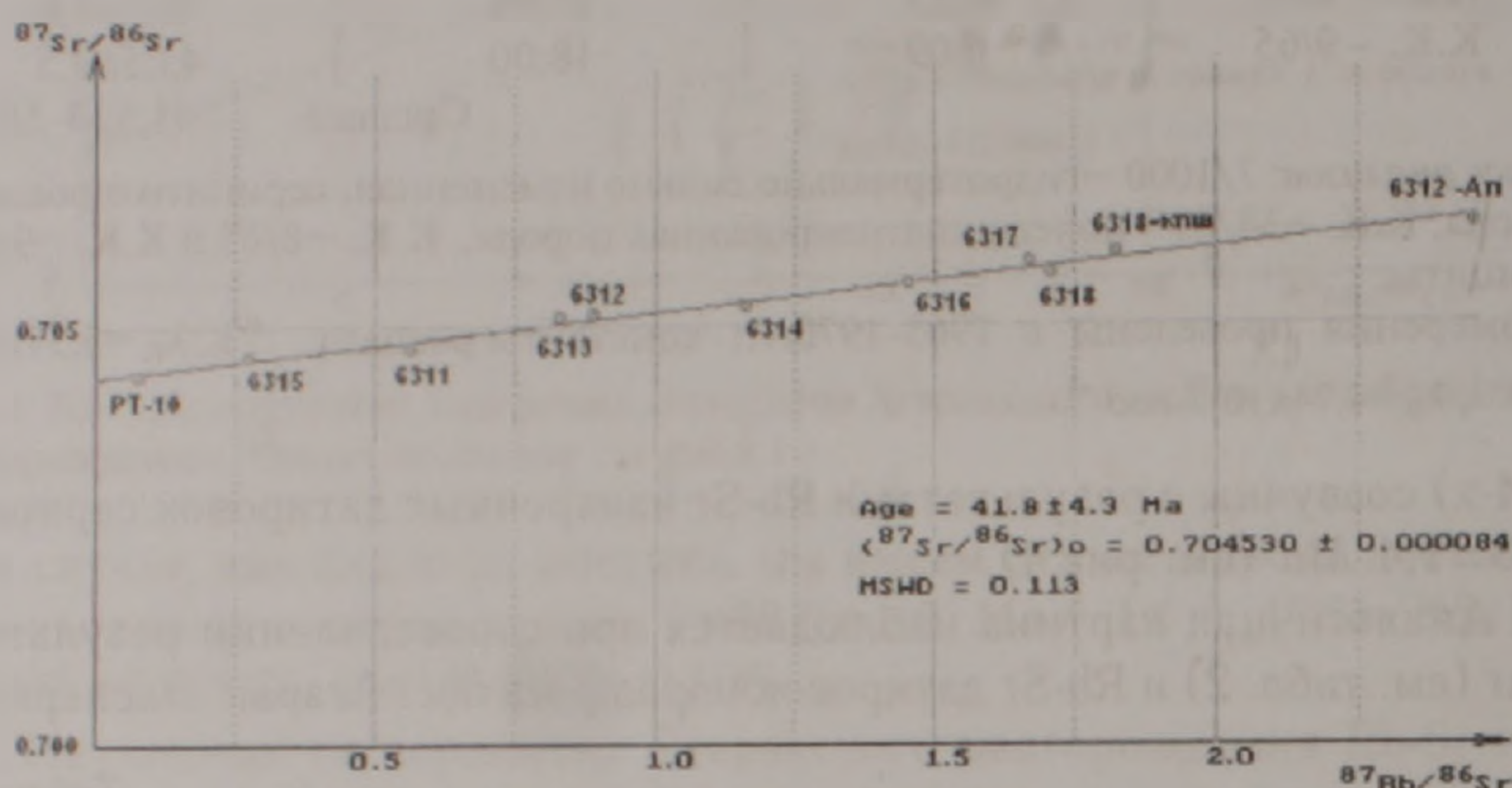


Рис. 5. Rb-Sr изохронная диаграмма пород Агаракского рудного поля. Описание анализов см. табл.4.

Сопоставление этих значений датировок- $41,8 \text{ Ma}$ с Rb-Sr датировками комплекса порфировидных гранитоидов - $22,9 \text{ Ma}$ свидетельствует об их четких возрастных различиях ($\sim 19 \text{ Ma}$). Этот временной интервал вполне достаточен для функционирования самостоятельных рудно-магматических систем с соответствующим гидротермальным оруденением.

Не останавливаясь на проблеме характера взаимосвязи магматизма и оруденения, отметим лишь, что анализ механизма формирования, функционирования и эволюции гидротермальной системы свидетельствует о том, что источником рудоносных флюидов являются конкретные интрузивные комплексы, а генерация рудоносных флюидов начинается одновременно с раскристаллизацией расплава и завершается с ее окончанием (Мелконян, Акопян, 2006).

Таким образом, результаты Rb-Sr изохронных датировок разнотипных интрузивных комплексов и ассоциирующих с ними медно-молибденовых месторождений свидетельствуют о двух этапах медно-молибденового рудообразования –позднеэоценовом (Агаракское месторождение) и раннемиоценовом (Каджаранское месторождение), связанных с формированием Мегринского плутона.

В то же время представляется, что окончательное решение этого важного вопроса будет возможно после Re-Os изотопной датировки молибденитов из различных месторождений и проявлений, ассоциирующих с разнотипными магматическими комплексами Сюника.

Работа выполнена в рамках базового и тематического (504) финансирования Института геологических наук.

Литература

- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Карамян К.А. Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, N5, с. 19-28.
- Гукасян Р.Х., Меликсетян Б.М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1965, N5, с. 19-38.
- Гукасян Р.Х., Таян Р.Н., Арутюнян М.А. Rb-Sr исследования магматических образований Каджаранского рудного поля. Матер. конфер. "Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма", М, 2006, т. I., с. 213-216.
- Карамян К.А., Таян Р.Н., Гюмджян О.П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1974, N1, с. 54-65.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997, 247с.
- Меликсетян Б.М. Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулкано-интрузивных формаций Малого Кавказа (магматизм зон коллизии). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук, Тбилиси, 1989, 49с.
- Мелконян Р.Л., Акопян М.С. Некоторые аспекты взаимосвязи магматизма и рудообразования в свете данных по изотопии кислорода (на примере Армении). Петрология, 2006, т. 14, N4, с. 439-448.
- Мелконян Р.Л., Гукасян Р.Х., Таян Р.Н., Арутюнян М.А. Геохронометрия монцитов Мегринского плутона (Армения) –результаты и следствия. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, N2, с. 3-9.
- Фарамазян А.С., Калинин С.К., Егизбаева К.Е., Файн Э.Е. Об абсолютном возрасте медно-молибденового оруденения Зангезура. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1974, N1, с. 43-53.
- York D., Least –squares fitting of a straight line. Can. J. Phys. 1966, 44, No. 5, 1079-1086.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., and Ture D. The statistical assesment of Rb-Sr isochrones. J. Geophys Res. 1966, 71, No. 22, 5459-5468.

ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱԳՈՅԱՑՄԱՆ ԷՏԱՊՆԵՐԸ (Rb-Sr ԻՉՈՏՈՊԱՅԻՆ ԹՎԱԳՐԱԿԱՆ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ)

Ռ.ԼՄելքոնյան, Ռ.Խ.Ղուկասյան, Ռ.Ն.Տալան, Ռ.Հ.Խորենյան,
Ս.Է.Հովակիմյան

Ամփոփում

Ներկայումս գոյություն ունեն երկու հիմնական տեսակետներ Հարավային Հայաստանի արդյունաբերական պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման էտապների և հասակի վերաբերյալ: Համաձայն դրանցից մեկի՝ արդյունաբերական հանքայնացումը (Քաջարան, Ագարակ և ուր.) ձևավորվել է մեկ՝ վաղ միոցենի էտապում, համաձայն մյուսի, հանքայնացումը ձևավորվել է երկու էտապների ընթացքում՝ ուշ էոցենի (Ագարակ) և վաղ միոցենի (Քաջարան): Պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման երկու էտապների և երկու հասակների մասին կարծիքը հիմնված էր Մեղրու պլուտոնի տարբեր ֆազաների ապարների

հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների սերիցիտների K-Ar հասակային որոշումների և մոլիբդենիտների Re-Os սպեկտրալ հասակային որոշումների արդյունքների վրա: Նկատի ունենալով, որ այդ արդյունքները միանշանակ չէին, կատարվեցին Ագարակի հանքային դաշտի գրանիտոիդների և հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների սերիցիտների Rb-Sr իզոքրոնային հասակային որոշումներ: Ստացված արդյունքները, ինչպես նաև Մեղրու պլուտոնի պորֆիրանման գրանիտոիդների և սիենոգրանիտների Rb-Sr իզոքրոնային և K-Ar հասակային որոշումների արդյունքների հետ մեկտեղ, թույլ են տալիս վստահորեն խոսել Մեղրու պլուտոնի հետ կապված արդյունաբերական պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման երկու էտապների մասին՝ վերին էոցենի՝ 38.8 ± 1.4 Ma (Ագարակ) և ստորին միոցենի՝ 22.9 ± 2.1 Ma (Քաջարան):

THE STAGES OF COPPER-MOLYBDENUM ORE FORMATION IN SOUTHERN ARMENIA (BY THE RESULTS OF *Rb-Sr* ISOTOPE AGE ESTIMATIONS)

R.L.Melkonyan, R.Kh.Ghukasyan, R.N.Tayan, R.N.Khorenyan,
S.E.Hovakimyan

Abstract

In the present, there are two main concepts about the stages and age of formation of the commercial copper-molybdenum mineralization in Southern Armenia that is associated with the Meghri pluton. According to one of these concepts, the commercial mineralization (Kajaran, Agarak, and other) had been formed during the single, Early Miocene stage, while the other concept identifies two stages as the Late Eocene (Agarak) and the Early Miocene (Kajaran). The suggested two stages and, consequently, two ages of the copper-molybdenum mineralization were based on the *K-Ar* age estimations of rocks belonging to different phases of the Meghri pluton, sericites from near-ore hydrothermal alteration rocks, and *Re-Os* spectrographic determinations of the age of molybdenites from the listed deposits.

Considering that the resulting *K-Ar* age estimates for the sericites and the *Re-Os* spectrographic age estimations for the molybdenites are ambiguous, we conducted *Rb-Sr* isochronous determination of the age of granitoids from the Agarak ore field and sericites from the hydrothermally altered near-ore rocks of the Agarak deposit. The obtained results, along with the isochronous *Rb-Sr* and *K-Ar* age estimates for the porphyreous granitoids and syenogranites of the Meghri pluton, enable us to establish it with confidence that formation of the commercial copper-molybdenum ore associated with the Meghri pluton had two stages: the Late Eocene (38.8 ± 1.4 Ma) stage (Agarak) and the Early Miocene (22.9 ± 2.1 Ma) stage (Kajaran).

О ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ P_2O_5 С ОКИСЛАМИ Fe, Mn, Ca, Si В ВОРОТАН-ГОРИССКОМ ДИАТОМИТОНОСНОМ БАССЕЙНЕ

© 2010г. Т.А. Авакян, А.С.Сааков, Б.А.Талиашвили

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 26.07.2010г.

Комплексные научно-исследовательские работы показали, что в большинстве случаев в составе верхнеплиоцен-четвертичных диатомитовых и вулканогенно-диатомовых пород содержание P_2O_5 находится в прямой зависимости от содержания окислов Fe, Mn, Ca и Si. Однако в отдельных участках бассейна эта закономерность не проявляется, что свидетельствует о различных геохимических условиях образования рассматриваемых окислов. В отличие от этого, вариации кремнезема в ассоциации с другими окислами, особенно с P_2O_5 , в составе диатомитовых отложений Воротан-Горисского диатомитоносного бассейна обнаруживают обратную зависимость.

В фосфоритах верхний плиоцен-четвертичного Воротан-Горисского диатомитоносного бассейна общее содержание фосфора, пересчитанное на P_2O_5 , колеблется в пределах 0.84 – 12%. Фосфорсодержащие породы представлены диатомовыми глинами, глинистыми диатомитами, пемзово-пепловыми, песчанистыми диатомитовыми породами, ожелезненными диатомитовыми, опаловыми породами, а также ожелезненными конкрециями и т.д.

Морфологически эти породы образуют слои, прослой, линзы, гнезда, конкреции. Формы их разнообразные – вытянутые, эллипсоидные и др. Размеры отмеченных тел варьируют значительно: для конкреций и гнезд в пределах 5-10 – 25 см, иногда до 30-35 см. Конкреции состоят из 3-х, 4-х, в отдельных случаях 6-и тонких слоев, мощностью 0,3 – 0,8 – 1,2 см; состоят они из гидроокисных соединений железа, марганца, фосфора, зачастую с панцирями диатомей в ядре (рис.2), а также из прослоек сидерита, кальцита. Содержание P_2O_5 в конкрециях по химическому анализу колеблется от 1.0 до 5.9 %. Конкреции в бассейне распространены неравномерно, местами они образуют скопления (на квадратном метре 4-5 шт.) и сливаются в линзовидные тела (Авакян, Талиашвили, 2007). Мощность слоев 10-40 см, содержание P_2O_5 в слоях 3.0 - 12%. Мощность фосфорсодержащих зон колеблется от 2-х до 20 – 25 м, а прослеживаются они до нескольких сотен метров (от 5 до 900 и более). В фосфорсодержащих зонах высоким содержанием фосфора характеризуются глинистые, пемзово-пепловые, песчанистые, диатомитовые породы, в которых содержание P_2O_5 колеблется от 5 до 12%. Как известно, первоначально фосфор усваивался диатомовыми

Результаты химического анализа фосфорсодержащих пород

N	Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	CO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	SO ₃	Сумма
1	Диатомовая глина	34.04	20.78	0.28	7.52	0.89	13.6	1.02	9.84	8	0.91	0.6	0.5	1.09	0.62	0.6	100.29
2	Диатомовая глина ожелезненная	26.38	1.91	0.39	36.51	0.51	2.82	1.35	0.88	6.28	0.88	1.50	0.40	0.10	18.27	1.85	100.03
3	Диатомовая глина ожелезненная	36.82	2.58	0.06	18.01	0.5	7.07	3.08	7.55	9.66	6.3	1.4	1.1	0.12	5.63	0.15	100.03
4	Диатомовая глина ожелезненная	24.17	4.94	0.40	43.64	0.51	1.128	-	0.528	6.28	2.3	0.45	0.3	0.1	12.23	3.018	99.99
5	Известковая диатомовая глина	33.81	18.06	0.24	0.59	0.26	20.23	1.95	0.31	11.00	0.1	1.0	0.4	0.09	7.6	4.4	100.04
6	Пемзово-диатомовая порода	21.97	4.27	0.33	41.6	0.48	3.1	-	0.49	3.93	2.1	0.45	0.4	0.11	17.96	3.21	100.4
7	Ожелезненный песчаник	21.59	2.24	0.045	22.92	0.91	12.61	2.36	9.23	12.00	3.25	1.7	0.6	0.09	10.34	0.12	100.05
8	Ожелезненный песчаник	28.03	7.6	0.37	26.27	1.38	12.11	0.71	4.24	9.8	1.41	0.8	0.6	0.09	6.09	0.51	100.01
9	Ожелезненная конкреция	8.65	7.07	0.28	35.84	0.94	-	-	8.44	12.00	15.12	0.4	0.3	0.09	9.13	1.83	100.09
10	Ожелезненная конкреция	13.45	4.81	0.53	38.47	1.91	12.18	0.15	8.05	10.85	2.51	0.55	0.45	0.1	5.5	0.51	100.02
11	Ожелезненная конкреция	20.14	5.85	0.03	45.01	0.28	7.2	1.59	3.28	4.37	0.9	0.45	0.8	3.22	6.06	0.66	99.84

Анализы выполнены в ИГН НАН РА, аналитик Б.А. Талиашвили

водорослями вместе с кремнеземом, позже уже с железом, нитритами Mn и др. После отмирания диатомовых водорослей они выносили с собой фосфор, который оседал как на дне бассейна, так и по пути ко дну. Далее в осадке происходило некоторое перераспределение вещества: в результате взаимодействия глинозема с кремнеземом образовались глинистые минералы (монтмориллонит и др.), содержащие значительную примесь P_2O_5 . Помимо этого, глинистые минералы сорбировали фосфор и из других гидратов. Именно поэтому глинистые разновидности диатомитовых пород более обогащены P_2O_5 (Авакян и др., 2009). Фосфорсодержащие породы в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне находятся в парагенезе с марганцево-железистыми, карбонатно-фосфоритовыми породами. Есть участки, где содержание Fe_2O_3 достигает 45,01% (табл. 1), в то же время выделяются участки с содержанием марганца до 15% (табл. 1). Отмеченный парагенез (кремнисто-железисто-марганцевый и карбонатный) является одним из критериев для поисков как марганцевых, железистых руд, так и фосфоритов. В этой связи отметим Барцратумбское проявление марганца в Сисианском районе, которое связано с поствулканической деятельностью верхнеплиоценового вулканизма. Представлено оно главным образом кремнисто-марганцевым парагенезом минералов (Карапетян и др., 1986). В западном направлении от описываемого бассейна находится аналогичное Барцратумбскому (по генетической принадлежности и по возрасту) Мартиросское проявление марганца. Руды обоих проявлений, а также и железо-марганец-фосфорсодержащие породы Сисианского диатомитоносного бассейна содержат повышенное количество бора, V, Zn, Mo, Sr, Ba, а из редкоземельных элементов - иттрия и др. Таким образом, парагенез отмеченных элементов и пород позволяет выделить в Воротан – Горисском диатомитоносном бассейне следующие типы минеральных ассоциаций:

1. Кремнисто – карбонатно – фосфоритовая
2. Кремнисто – железисто – фосфоритовая
3. Кремнисто – железисто – марганцево – фосфоритовая
4. Кремнисто – железисто – карбонатно – марганцево – фосфоритовая

Каждый тип минеральной ассоциации содержит характерные минералы (табл. 2)

В Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне для образования диатомитовых пород среди прочих источников главным поставщиком SiO_2 являются пеплово-пемзовые продукты (Авакян 1969, 1973; Авакян, Джрбашян, 2009) андезито – базальтового, андезито-дацитового, риолитового и других составов. Названные породы легко разлагаются и усваиваются диатомовыми водорослями в качестве питательного вещества для построения панцирей. Пепловые породы сорбируют ряд элементов, в том числе и фосфор. Сорбированные при взрывах пепловыми продуктами элементы обычно накапливаются на поверхности пепловых частиц в виде пленки. Размер пленки колеблется от 10^4 до

10⁶ см. На размер пленки существенное влияние оказывают интенсивность и тип извержения. Эта пленка неустойчива в условиях гипергенеза, и накопленные компоненты быстро подвергаются захоронению на дне бассейна вместе с диатомово – глинистыми породами. О фосфоронакоплении в связи с вулканической деятельностью имеется много работ, среди них отметим данные Н.Г.Бродской (1974), свидетельствующие о связи накопления фосфора с вулканической деятельностью, где упоминается о переносе фосфора в осадок в составе пирокластического материала и последующей миграции его в стадию диагенеза с образованием фосфатизированных пород и конкреций. В Воротан – Горисском диатомитоносном бассейне в тех горизонтах диатомитовой толщи, где присутствуют вулканические образования (пеплово – пемзовые и др.), содержание P₂O₅ больше, чем там, где нет пирокластиков. Отмеченные явления часто повторяются и при незначительном усилении вулканической деятельности – вновь возрастает содержание P₂O₅. В силу подобных условий в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне образуются несколько фосфоритоносных горизонтов как в туфогенно-диатомовых породах, так и в диатомовых глинах (рис.1).

Таблица 2

Химический состав компонентов в некоторых типах минеральных ассоциаций
Воротан - Горисского диатомитоносного бассейна

Названия ассоциаций	Компоненты в %					Характерные минералы
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	CaCO ₃	P ₂ O ₅	
Кремнисто - карбонатно – фосфоритовая	33.81	0.59	0.10	20.54	11.0	Опал, кальцит, гипс, рансьеит, подолит
Кремнисто - железисто - фосфоритовая	26.38	36.51	0.88	3.70	6.28	Опал, гётит, гидрогётит, штрэнгит, метавоксит
	21.97	41.6	2.10	3.59	3.93	
Кремнисто - железисто - марганцево - фосфоритовая	8.65	35.84	15.12	8.44	12.00	Опал, гётит, гидрогётит, пиролюзит, псиломелан, хюнеркомбелит, лимонит, варулит
	24.17	43.64	2.30	2.65	6.28	
Кремнисто - железисто - карбонатно - марганцево - фосфоритовая	21.59	22.92	3.25	21.84	12.00	Опал, гётит, сидерит, гипс, штрэнгит
	36.82	18.01	6.30	14.63	9.66	

В Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне фосфор ассоциирует с такими распространенными окислами, как водные соединения

SiO_2 . Далее членом этого парагенеза является железо, содержание которого в бассейне колеблется от 0,59 до 45%, вплоть до образования железистых конкреций (табл. 1). В верхних частях диатомитовой толщи, где преобладают пепловые разновидности диатомитовых пород, железо ассоциирует с халцедоном, образование которого связано с обезвоживанием названных соединений SiO_2 . В таких участках часто наблюдаются иголки апатита. В тех частях бассейна, где имеется избыток кислорода, железо окисляется до Fe^{3+} и образует гидрат окиси железа. В глубинах, богатых углекислотой и сероводородом, соли железа восстанавливаются и опять попадают в круговорот, как фосфаты, нитраты и другие соли.

Исследование пород бассейна показало, что фосфор, рассеянный в глинистых диатомитовых породах, парагенетически связан с железистыми минералами. В итоге образуется кремнисто-железисто-фосфоритовая ассоциация минералов (табл. 2). В тех частях диатомитового бассейна, где преобладает щелочная среда, корреляция фосфора с железом нарушается, и здесь фосфор оседает вместе с карбонатом и образуется кремнисто-карбонатно-фосфоритовая ассоциация минералов с характерными минералами – это опал, кальцит, гипс, рансьеит, подолит (табл. 2).

Карбонат, смешанный с глинистым веществом, препятствует оседанию диатомовых водорослей, поэтому в таких условиях нет панцирей диатомовых водорослей, отмечаются только их фрагменты. Наоборот в тех местах, где отсутствует карбонат кальция, наблюдаются целые панцири диатомовых водорослей (Авакян и др., 2009). Рассмотрим парагенез фосфора с марганцем, впервые отмеченный Л. Дэлоне пятьдесят лет назад. В настоящее время этот парагенез используется в качестве одного из критериев для поисков как марганцевых руд, так и фосфоритов. В бассейне Мп находится в виде ионов различной валентности. Фазовым анализом в пробах удалось определить содержание окислов марганца с валентностью (+2 и +4). Анализы показали, что в верхних частях диатомитовой толщи с полным доступом кислорода происходят окислительные процессы – за счет разложения соединений низших окислов марганца образуются соединения высших окислов четырехвалентного марганца MnO_2 (пиролюзит, псиломелан и др.). Марганец присутствует исключительно в виде четырехвалентных ионов. В зонах окисления основные минеральные ассоциации – это кремнисто-железисто-марганцево-фосфоритовые, где среди железисто-марганцевых минералов присутствуют такие фосфатные минералы, как хюнеркомбелит и варулит (табл. 2). В более глубоких зонах, с падением окислительного потенциала, марганец присутствует исключительно в виде 2-валентного иона (MnO); здесь идет разложение органических веществ, и происходит сероводородное брожение с образованием кремнисто-железисто-карбонатно-марганцево-фосфоритовой ассоциации минералов (табл. 2).

Концентрация Мп в диатомитоносном бассейне колеблется от 0,1 до 15 % (табл. 1). Наиболее высокие концентрации Мп наблюдаются в диатомитовых глинах темно-коричневого цвета, которые расположены в нижней части окислительной зоны, на границе с зоной восстановительной.

Высокая концентрация марганца заметна также в светло-коричневых диатомовых глинах, которые содержат незначительные количества $C-C_{орг}$, и, наоборот, в тех участках бассейна, где присутствуют серые диатомовые глины, содержащие повышенное количество $C-C_{орг}$, содержание Мп очень низкое, и соединения Мп высшей валентности отсутствуют.

В глубоких зонах бассейна, где содержание $C_{орг}$ высокое (до 15%), наблюдаются образования карбонатных соединений марганца ($MnCO_3$), которые входят в состав Fe-Мп конкреций (Авакян, Яшвили 1988).

В этом парагенезе нельзя не отметить содержание $CaCO_3$, которое местами в пробах (в основном в конкрециях) достигает 21,8%. С фосфором, марганцем и железом $CaCO_3$ формирует кремнисто-карбонатно-марганцево-фосфоритовую ассоциацию минералов (табл. 2).

Парагенетические связи между P_2O_5 и окислами Fe_2O_3 , MnO , $CaCO_3$, в диатомитоносном бассейне характеризуются прямыми зависимостями. Но в отдельных участках бассейна эта закономерность не проявляется, что объясняется различиями геохимических условий в процессе осадкообразования. Связь содержаний SiO_2 с другими окислами, особенно с P_2O_5 , характеризуется обратной зависимостью. Изучение парагенетических ассоциаций минералов в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне в определенной мере поможет выявить геохимические условия



Рис. 1. Фосфоритовые горизонты (а) в туфогенно-диатомовых и диатомовых глинах

образования фосфоритов, связанных с вулканическими процессами, а также выяснить роль петрохимического состава пород в концентрациях фосфора.

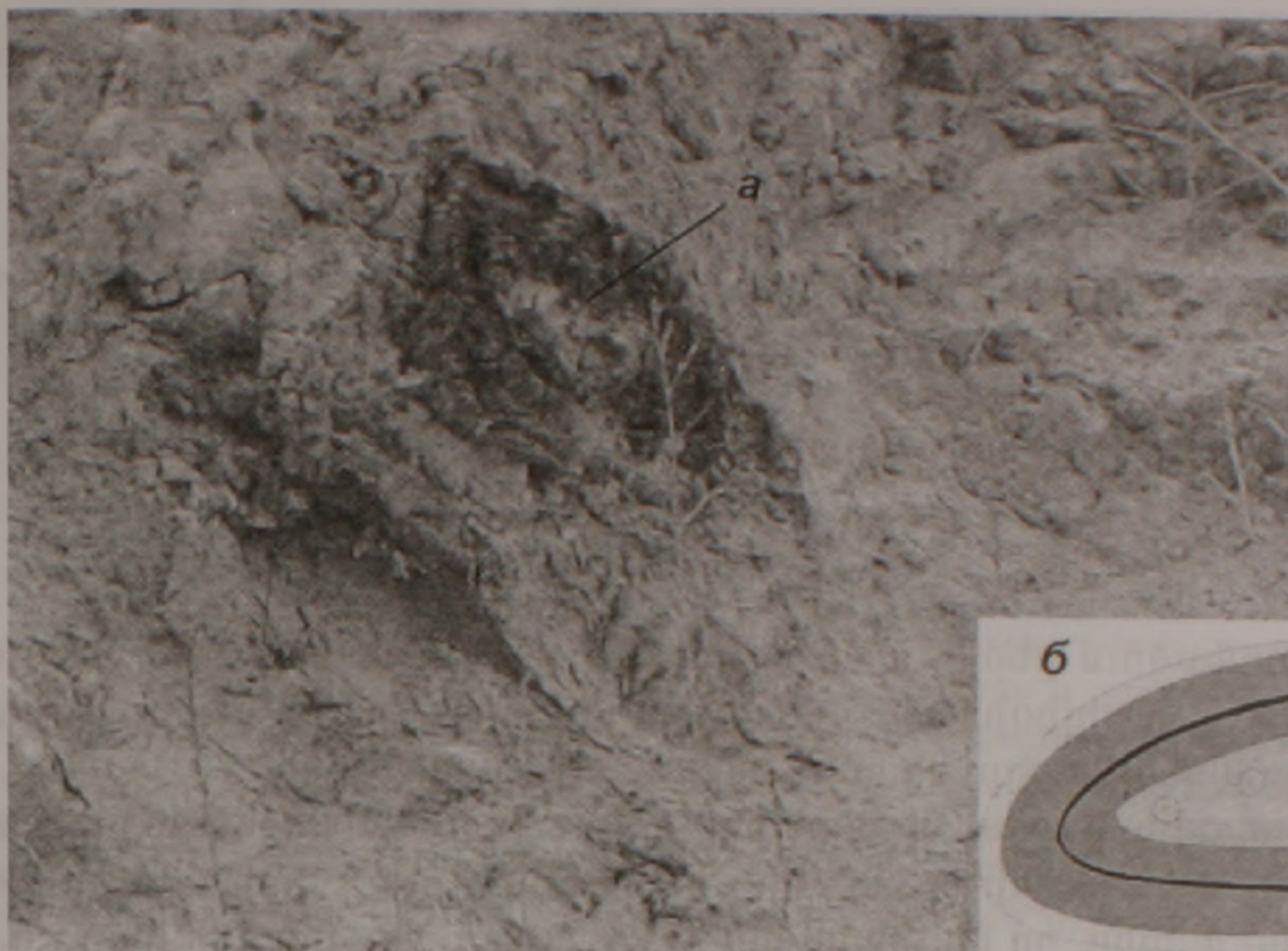


Рис.2. а. Кремнево-железисто-марганцево-карбонатно-фосфоритовые конкреции. б. Поперечный разрез многослойной конкреции; в ядре видны панцири диатомовых водорослей

Таким образом, отмеченный парагенез компонентов, минералов и пород может служить одним из критериев при поисковых работах с целью обнаружения как марганцевых, железистых, так и фосфоритовых руд.

Работа выполнена в рамках базового финансирования Института геологических наук НАН РА.

Литература

- Авакян Т.А. Некоторые вопросы генезиса диатомитов Сисианского месторождения. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1969, XXII, №5 с. 91 – 96.
- Авакян Т.А. Диатомиты Сисианского месторождения Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1973, 134 с.
- Авакян Т.А., Яшвили Л.П. Об обнаружении рудных конкреций в сисианской диатомитовой толще (Армянская ССР). Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1988, XLI, №2, с. 71 – 75.
- Авакян Т.А., Талиашвили Б.А. О фосфорсодержащих железорудных скоплениях в диатомитовой толще Сисианского диатомитоносного бассейна. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, LX, №3, с. 35 - 38.
- Авакян Т.А., Джрбашян Р.Т. Источники кремнезема и формы его поступления в верхнеплиоцен – четвертичные диатомитоносные бассейны Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009, Т.62 №2, с. 44 – 47.
- Авакян Т.А., Израелян В.Р., Степанян Ж.О. Об обнаружении некоторых фосфатных минералов в отложениях Воротан–Горисского диатомитоносного бассейна

Сюникского марза. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009, Т.62, №3, с. 38 – 42.
Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. Тр. ГИН АН СССР, вып. 28. Изд. «Наука», 1974, 199 с.
Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М., Ширинян К.Г., Яшвили Л.П. Минеральный состав, геохимические и генетические особенности Барцратумбского проявления марганца в Зангезуре. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1986, Т. XXIX, №6. с. 19 – 30.

Рецензент А.Х. Мнацаканян

**ՈՐՈՏԱՆ-ԳՈՐԻՍԻ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱՔԵՐ ԱՎԱԶԱՆՈՒՄ P_2O_5 ՀԵՏ
ԵՐԿԱԹԻ, ՄԱՆԳԱՆԻ, ԿԱԼՑԻՈՒՄԻ, ՍԻԼԻԿԱԿՈՂԻ ՕՔՍԻԴՆԵՐԻ
ՊԱՐԱԳԵՆԵՏԻԿ ԱՍՈՑԻԱՑԻԱՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ**

Թ.Ա. Ավագյան, Ա.Ս. Սահակով, Բ.Ա. Թալիաշվիլի

Ամփոփում

Հոդվածում բերվում են տվյալներ P_2O_5 հետ երկաթի, մանգանի, կալցիումի և սիլիցիումի օքսիդների պարագենետիկ ուղղակի կապի, ինչպես նաև անուղղակի համեմատական կապի մասին:

Որոտան-Գորիսի դիատոմիտաքեր ավագանից վերցված բազմաթիվ նմուշների համալիր անալիտիկ հետազոտությունների արդյունքները ցույց են տալիս, որ մեծ մասամբ Fe, Mn, Ca օքսիդների բարձր պարունակությունները ուղիղ կախվածության մեջ են գտնվում ֆոսֆորի պարունակության հետ: Դիատոմիտային ավագանի շատ հատվածներում այդ ուղղակի կապը չի արտահայտվում, այստեղ նկատվում են ֆոսֆորի համեմատաբար բարձր պարունակություններ Fe, Mn, Ca ցածր պարունակությունների՝ առկայության դեպքում: Դա նշանակում է, որ դիատոմիտային ավագանում նշված օքսիդների առաջացման երկրաքիմիական պայմանները տարբեր մասերում տարբեր են եղել: Ինչ վերաբերում է սիլիկահողի պարունակությանը, ապա ֆոսֆոր պարունակող հանքային մարմիններում, որտեղ ֆոսֆորի պարունակությունը հասնում է 8-12%, SiO_2 համար բնորոշ է ամենացածր պարունակությունը (7,52-8,65%): Այն ուղղակի համեմատական կապը, որը գոյություն ունի ֆոսֆորի և վերը նշված օքսիդների միջև, SiO_2 -ի դեպքում արտահայտվում է անուղղակի կապով:

**ON P_2O_5 PARAGENETIC ASSOCIATIONS WITH Fe, Mn, Ca, Si
OXIDES IN VOROTAN-GORIS DIATOMITIC BASIN**

T.A. Avakyan, A.S. Sahakov, B.A. Taliashvili

Abstract

Complex researches have shown that in most cases P_2O_5 content is in direct dependence on the contents of aforementioned oxides. However in separate sites of the basin this rule is not revealed, which is evidence to various geochemical conditions of examined oxides formation. Silica oxide content in diatomitic sediments in contrast with other oxides, especially with P_2O_5 , is revealed inverse relationship in Vorotan-Goris diatomite-bearing basin.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОЛАР (ИНДИЯ)

© 2010г. А.З. Адамян, Л.В. Арутюнян, Г.Р. Гареян,
С.В. Григорян

Ереванский государственный университет,
Географический и геологический факультет
0025, Ереван, ул. Ал. Манукяна, 1, Республика Армения
E-mail: Sergeygrig34@rambler.ru
Поступила в редакцию 07.06.2010г.

По результатам стереогеохимического моделирования золоторудного месторождения Колар установлены элементный состав и вертикальная геохимическая зональность первичных геохимических ореолов типоморфных для этого месторождения микроэлементов. Было установлено также, что использование этой методики позволяет выявить отчетливую вертикальную зональность в распределении макрокомпонентов – важных геохимических индикаторов оклорудных метасоматических изменений рудовмещающих пород.

Как известно, первичные геохимические ореолы микроэлементов являются одними из важнейших поисковых признаков эндогенных рудных месторождений различных формационных типов. Они по размерам существенно превосходят соответствующие рудные залежи и поэтому особенно эффективны при поисках слабоэродированных и слепых рудных тел и месторождений (Беус, Григорян, 1975).

По результатам анализа проб уникального золоторудного месторождения Колар, отобранных С.В. Григоряном в бытность его руководителем проекта геохимических поисков золоторудных месторождений в Индии, было выполнено комплексное стереогеохимическое (объемное) моделирование первичных геохимических ореолов (микроэлементов) и оклорудных метасоматических ореолов (макроэлементов) по единой методике.

Геология месторождения. Зеленокаменный пояс Колар имеет протяженность с юга на север около 80 км при непостоянной ширине, достигающей максимальных размеров в центральной части пояса (4-6 км). Основное значение в сложении пояса имеют породы Коларской группы, представленной, главным образом, метабазами и метагаббро. Кроме этих пород, в пределах пояса известны кремнистые сланцы, породы железистой формации, графитовые сланцы и метавулканы кислого состава (Сафонов и др., 1982).

Наиболее характерной чертой зоны Чемпион-риф является выдержанность золотого оруденения как по простиранию, так и по падению. Зона Чемпион-риф не является единым непрерывным рудным телом.

Она сложена серией золоторудных тел, в том числе более 10 крупных, разделенных безрудными участками развития мелких рудных тел. Приуроченность однообразных по составу золоторудных тел к единой рудоконтролирующей зоне, кулисообразное размещение этих тел как по простиранию, так и по падению, развитие в центральной части рудовмещающей структуры субпараллельных жил позволяют рассматривать Чемпион-риф как единую рудную зону с неравномерным распределением кварцевой жильной массы и золота.

Основные черты минералогии рудной зоны Чемпион-риф определяются распространением малосульфидных золото-кварцевых руд при относительно локальном околорудном гидротермальном изменении вмещающих пород. Количество рудных минералов (в основном сульфидов) в золотоносных кварцевых телах в целом не превышает 1% от общей минеральной массы последних. На доступных для наблюдения нижних горизонтах количество рудных минералов заметно больше.

В состав жильных минералов, слагающих рудные тела и зоны околорудных метасоматитов, входят кварц, амфиболиты, полевые шпаты, карбонаты, биотит, турмалин, гранаты, мусковит, хлориты, эпидот, пироксены, а также реликтовые акцессорные минералы – апатит, сфен (Сафонов и др., 1982).

Методика работ. Изучение первичных геохимических ореолов осуществлялось путем опробования рудовмещающих коренных пород по серии заранее выбранных разрезов, ориентированных вкрест простирания рудолокализирующих структур. Особенности состава и строения первичных геохимических ореолов химических элементов ниже рассматриваются по результатам геохимического опробования на четырех горизонтах подземных горных выработок по разрезу жилы Нандидруг 4 (верхняя часть рудной зоны Чемпион-риф, рис. 1).

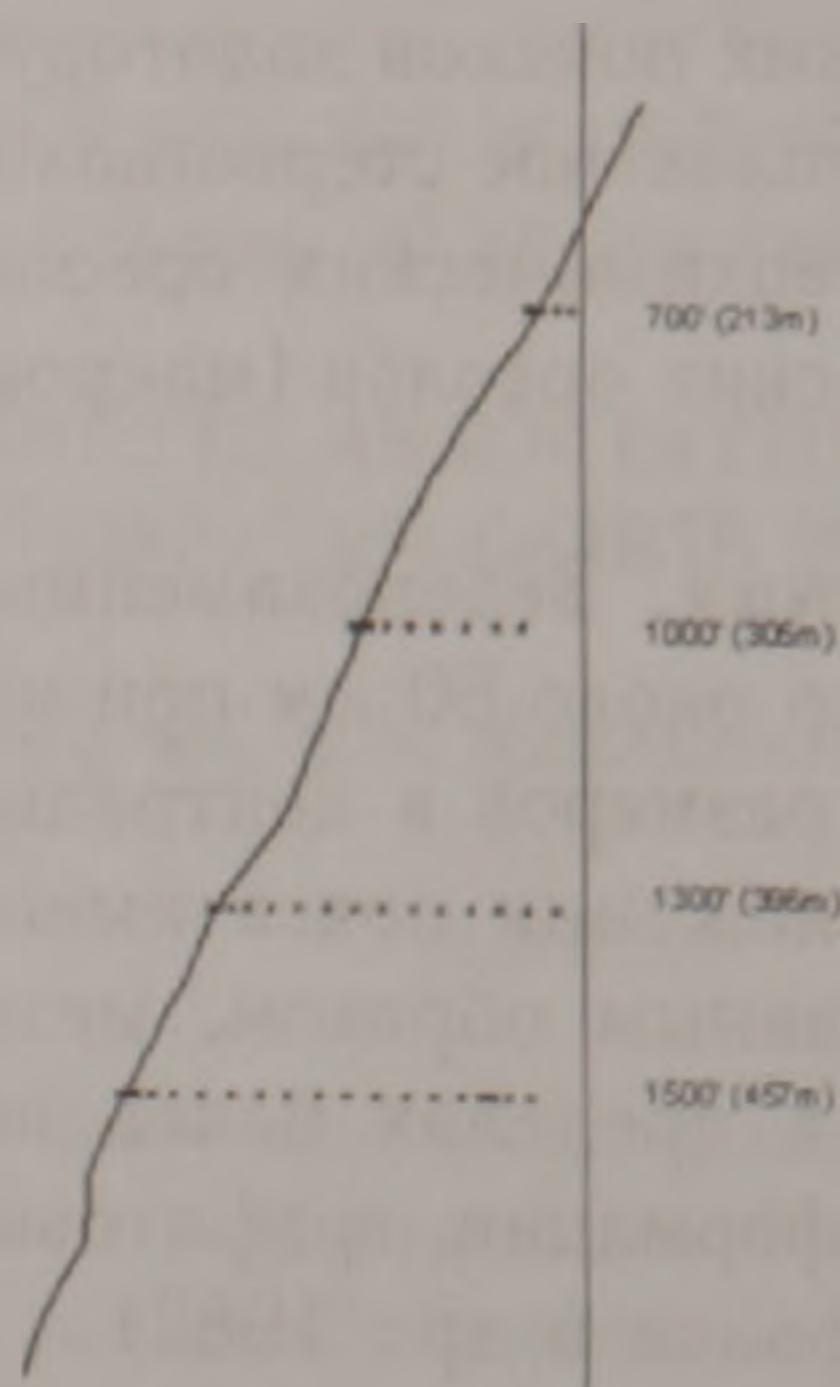


Рис. 1. Разрез через кварц-золоторудную жилу.

В качестве основного способа опробования рудовмещающих пород использован метод пунктирной борозды, который заключается в отборе из интервала опробования и объединении в одну пробу 5-6 мелких сколков пород (размер одного сколка примерно 3-4 см² в поперечнике). Ореолы, оконтуренные этим методом, имеют более значительные размеры, чем выявленные с помощью бороздового и штуфного методов опробования. В соответствии с «Инструкцией» (Григорян и др., 1983) все отобранные пробы дробились на щековой дробилке до 1 мм. Четвертая часть материала проб после дробления, квартовки и истирания передавалась на анализ. Подготовленные для анализа навески проб подвергались приближенно-количественному спектральному анализу на широкий круг химических элементов в Бронницкой лаборатории ИМГРЭ (Москва). Выявление и оконтуривание первичных геохимических ореолов производились по общепринятой методике.

Результаты работ. Особенности первичных геохимических ореолов микроэлементов золоторудного месторождения Колар изучены по разрезу Нандидруг 4, приведенному на рис. 1. Известно, что при опробовании подземных горных выработок исследователи обычно сталкиваются с трудностями в оконтуривании и расчете параметров геохимических ореолов. Причина – в недостаточной для полного оконтуривания первичных ореолов протяженности горных выработок, а также в различной полноте вскрытия рудных тел и окружающих их первичных ореолов: а) на исследованных горизонтах; б) в лежащем и висячем боках рудного тела. Все эти ограничения характерны и для описываемого разреза. Как видно на рис. 1, горными выработками вскрыты практически только рудная жила и ее лежащий бок. Кроме этого, из-за различий в протяженности подземных горных выработок (минимальная на верхнем горизонте, максимальная – на нижнем) существенно затруднено оконтуривание первичных ореолов на различных гипсометрических уровнях описываемого разреза. По этой причине для каждого из горизонтов средние содержания элементов-спутников золота были рассчитаны дважды: по всей длине опробованной части горных выработок и в пределах узкой полосы, включающей в себя рудную жилу и прилегающие к ней части висячего бока (рис. 1).

Как отмечалось выше, кварц-золоторудная минерализация зоны Чемпион-риф отличается крайне низким содержанием (менее 1%) рудных минералов (в основном сульфидов). По этой причине окаймляющие рудоносные жилы первичные ореолы микроэлементов также характеризуются низкой интенсивностью и слабоконтрастной вертикальной геохимической зональностью. Для повышения контрастности этих параметров был применен метод усиления первичных ореолов и их вертикальной зональности с помощью подбора оптимальных вариантов мультипликативных коэффициентов, представляющих собой отношения произведений среднеаномальных содержаний надрудных и подрудных элементов (Беус, Григорян, 1975; Григорян, Адамян, 2009).

На рис. 2 приведены графики изменения с глубиной мультипликативных коэффициентов надрудных и подрудных элементов, а также их отношений (коэффициента вертикальной геохимической зональности первичных ореолов). Как видно на рис. 2, с помощью мультипликативного коэффициента выявляется зональность с контрастностью более 1000. Как показывает опыт геохимических поисков рудных месторождений, в том числе и золоторудных, такая контрастность достаточна для надежного определения уровня эрозионного среза геохимических аномалий, что является решающим в оценке перспектив рудоносности геохимических аномалий при поисках слепых и слабоэродированных рудных тел и месторождений.

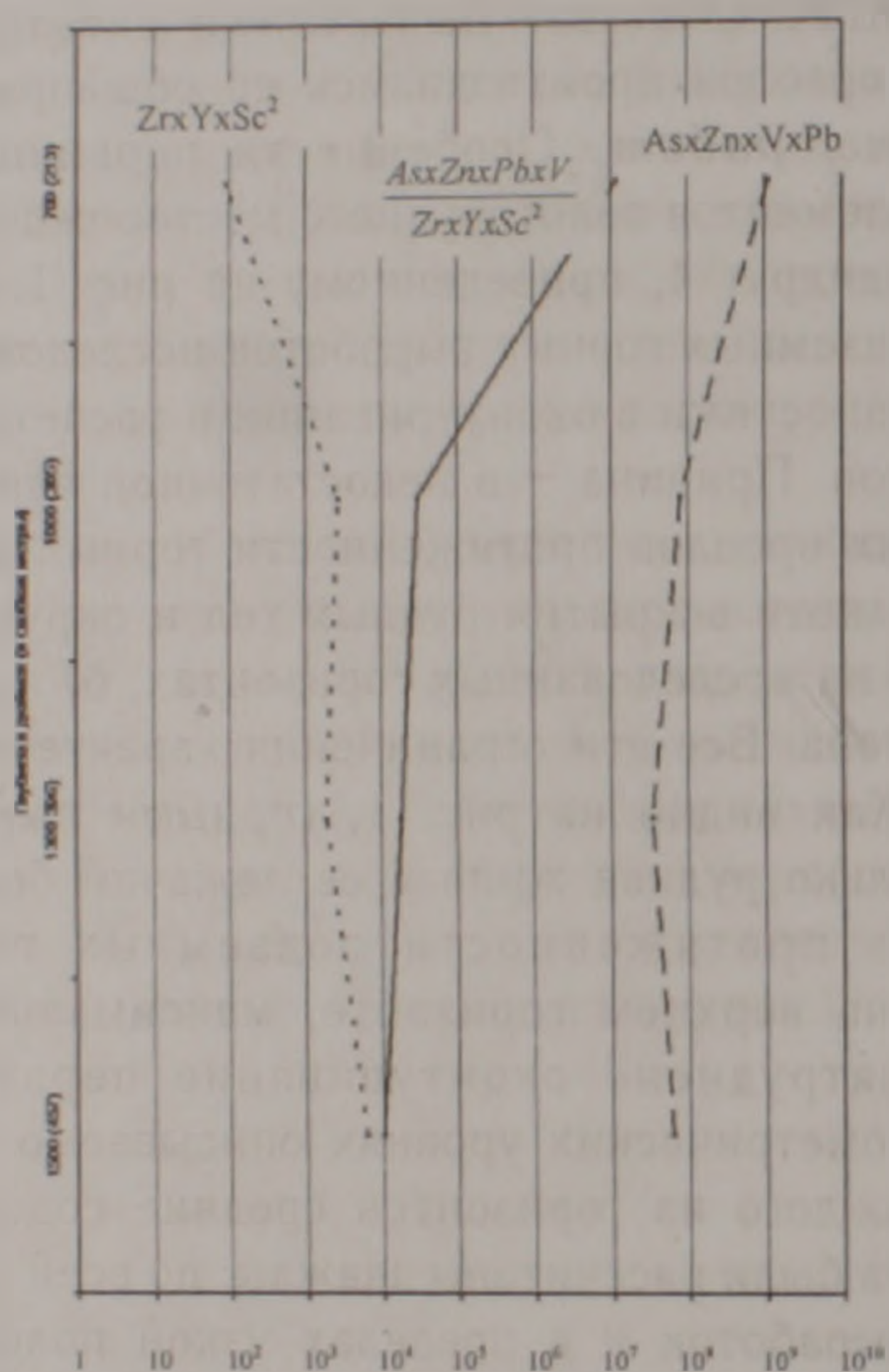


Рис. 2. Графики мультипликативных коэффициентов микроэлементов.

В завершение рассмотрения особенностей первичных геохимических ореолов микроэлементов следует отметить, что эти ореолы и, прежде всего, их вертикальная геохимическая зональность уже заняли свое место в комплексе эффективных критериев поисков и оценки гидротермальных месторождений различных формационных типов. Однако, помня, что «первичные геохимические ореолы и зоны окорудного изменения пород являются генетически родственными образованиями, и между ними не всегда удастся провести четкую границу» (Беус, Григорян, 1975, стр. 75), по единой методике были изучены

особенности зонального распределения не только микроэлементов, но и макроэлементов. Определенным стимулом для выполнения этих исследований послужили результаты изучения ореолов макроэлементов медно-молибденового месторождения Сунгун (Григорян, Адамян, 2009). На рис. 3 приведены графики изменения с глубиной мультипликативных содержаний верхнерудных и нижнерудных макроэлементов, а также мультипликативного коэффициента вертикальной геохимической зональности околорудных ореолов макроэлементов, контрастность которой превосходит 30.

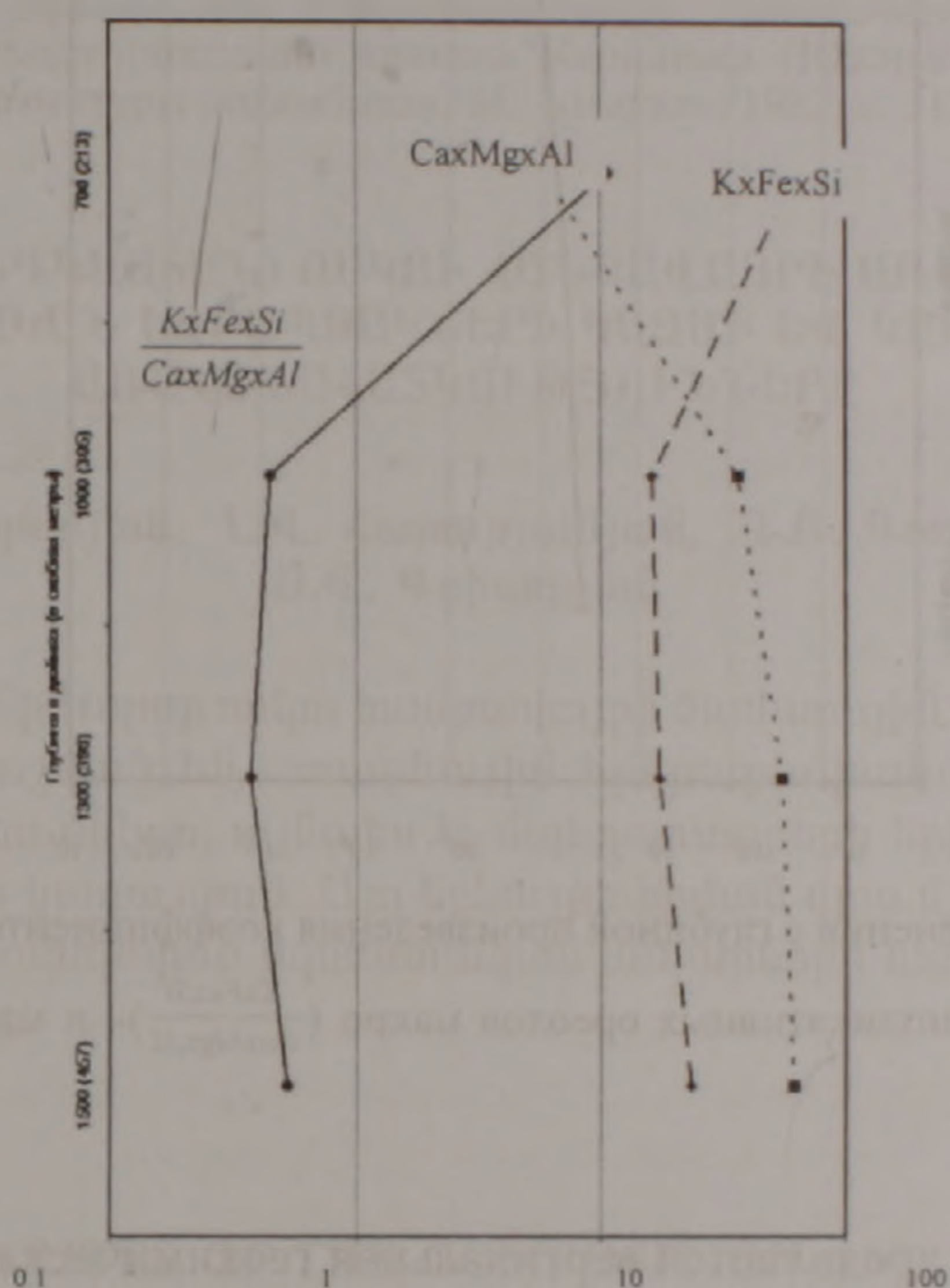


Рис. 3. Графики мультипликативных коэффициентов макроэлементов.

Совместное использование вертикальной зональности обоих видов ореолов (расчет коэффициента, представляющего собой произведение обоих коэффициентов) позволяет выявить более контрастную зональность (рис. 4), надежность практического использования которой при оценке уровня эрозионного среза геохимических аномалий будет существенно выше.

Заключение. Приведенные выше данные представляют собой результат первого опыта совместного геохимического изучения околорудных ореолов микроэлементов (первичные ореолы) и макроэлементов (околорудные изменения рудовмещающих пород). Установлено, что в строении околорудных метасоматических изменений рудовмещающих

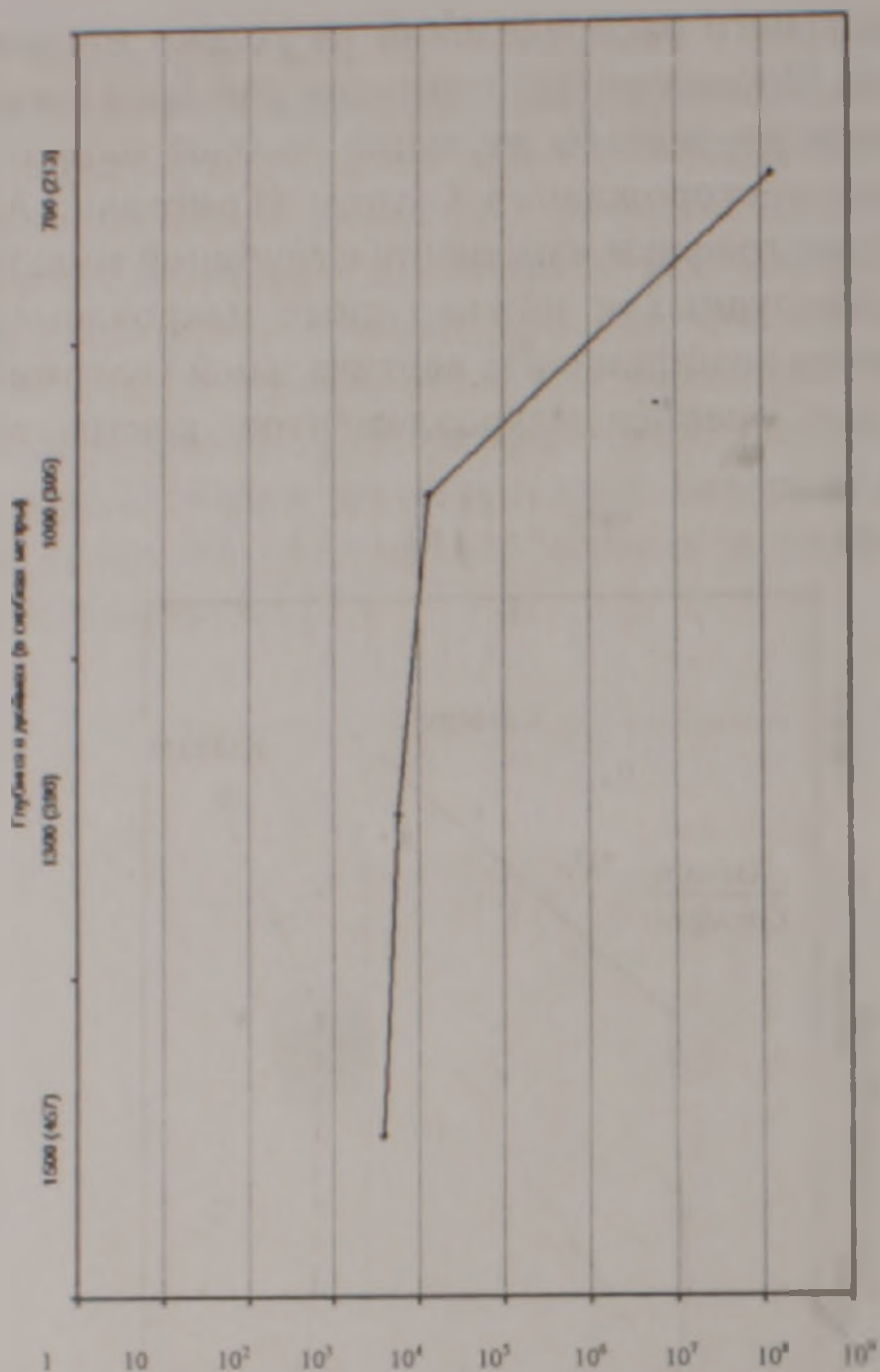


Рис. 4. График изменения с глубиной произведения коэффициентов вертикальной зональности мультипликативных ореолов макро ($\frac{KxFe_xSi}{Ca_xMg_xAl}$)- и микро ($\frac{AxxZnxPhxV}{ZrxYxSc^2}$) компонентов.

пород отчетливо проявляется вертикальная геохимическая зональность в распределении минералообразующих макроэлементов, которая с успехом может быть использована в качестве надежного критерия как фиксации перспективных на промышленное оруденение рудоносных зон, так и для оценки уровня их эрозионного среза. Очевидно, что реализация такой возможности потребует продолжения научно-исследовательских работ по комплексному изучению околорудных ореолов микро- и макрокомпонентов не только золоторудных, но и других формационных типов гидротермальных рудных месторождений. При этом представляется крайне важным выполнение также опытно-производственных работ по применению особенностей состава и строения околорудных геохимических ореолов микро- и макроэлементов в качестве критериев оценки перспектив рудоносности конкретных участков с целью апробации этой методики в производственных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: «Недра», 1975. 280 с.
- Григорян С.В. Рудничная геохимия. М.: «Недра», 1992, 294 с.
- Григорян С.В., Пилава Н. Поиски докембрийского полиметаллического оруденения по первичным ореолам. В сб. «Геохимические поиски по первичным ореолам». Новосибирск: «Наука», Сибирское отделение. 1983, с. 129-136.
- Григорян С.В., Адамян А.З. Геохимическая методика изучения метасоматических изменений пород. Ученые записки ЕрГУ, Геология и география, 2009, №1, с. 9-13.
- Григорян С.В., Соловов А.П., Кузин М.Ф. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: «Недра», 1983, 192 с.
- Сафонов Ю.Г., Б. Кришна Рао, В. Кришнам Раджу. Геологические особенности золоторудных месторождений кратона Карнатака (Южная Индия). В сб. «Рудоносные структуры докембрия», М.: «Наука», 1982, с. 117-136.

ԿՈԼԱՐ (ՀՆԴԿԱՍՏԱՆ) ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԱՌԱՋՆԱՅԻՆ, ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԵԶՐԱՊՈՍԱԿՆԵՐԻ ԿԱԶՄԻ ԵՎ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա.Զ. Ադամյան, Լ.Վ. Հարությունյան, Գ.Ռ. Գարեյան,
Ս.Վ. Գրիգորյան

Հնդկաստանի Կոլար ոսկու հանքավայրի ծավալային մոդելավորման արդյունքով որոշված են առաջնային երկրաքիմիական գոտիականությունը ինչպես միկրո, այնպես էլ մակրոտարրերի երկրաքիմիական եզրապսակների կառույցում: Այդ երևույթի հիման վրա մշակված են մետասոմատիկ փոփոխված արմատական ապարների հանքաբերության տարր-ցուցիչներ:

THE PECULIARITIES OF THE COMPOSITION AND STRUCTURE OF KOLAR (INDIA) GOLD DEPOSIT'S PRIMARY GEOCHEMI- CAL HALOS

A.Z. Adamyan, L.V. Harutyunyan, G.R. Gareyan, S.V. Grigoryan

In the results of three dimensional lithogeochemical sampling of the Kolar gold deposit (India) the composition and vertical geochemical zonality of the typomorphic for this deposit microelements are studied. It was also established that above mentioned three dimensional modeling of the deposit under consideration has resulted in discovery of clearly defined vertical geochemical zonality also in the structure of the primary halos of macroelements - efficient geochemical indicators of the metasomatic alteration of ore-bearing bedrock.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ КАРТЫ СРЕДНЕГОДОВОГО МОДУЛЯ СТОКА И ВЫЧИСЛЕНИЯ НОРМЫ СТОКА В ПРОИЗВОЛЬНОМ СТВОРЕ РЕКИ НА ПРИМЕРЕ АРМЕНИИ

© 2010 г. Б. П. Мнацаканян*, А. А. Авакян**,
А. А. Аракелян**, А. Г. Ерицян**

*Институт водных проблем и гидротехники РА им. академика И. В. Егiazарова
0047, Ереван, ул. Арменаkяна, 125, Республика Армения

**Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: alex@geosot.am

Поступила в редакцию 17.08.2010 г.

В статье изложены результаты изучения зависимости среднегодового модуля стока от средневзвешенной высоты речных бассейнов Армении. На основании этой зависимости и цифровой модели рельефа в среде ГИС построена цифровая карта многолетнего среднегодового модуля стока Армении масштаба 1:200000, сочетающая базы цифровых данных, алгоритмы и программы расчета модуля стока, визуализации карт и решения актуальных гидрологических задач. В числе последних разработаны метод и программа вычисления нормы стока в произвольном створе реки.

Для изучения гидрологических условий бассейнов рек, оценки гидрологического режима и количественной оценки водных ресурсов речных бассейнов, а также планирования водопользования применяются региональные карты модуля стока ($л/с \times км^2$) или высоты слоя стока (мм). Впервые карты среднегодового модуля поверхностного стока различных обеспеченностей территории РА масштаба 1:500000 были опубликованы Г. А. Александряном и Г. М. Сосяном в Атласе природных условий и естественных ресурсов Республики Армения (Багдасарян, 1990). За прошедшие более чем 20 лет возникли как необходимость, так и возможность детализации и уточнения такой карты. Необходимость вызвана обострением экологических проблем и возросшим водопользованием, требующим более строгого планирования и управления водными ресурсами.

Учитывая указанное, нами в среде Arc GIS построена карта многолетнего среднегодового модуля стока территории Армении масштаба 1:200000 с использованием новых гидрологических данных, включающих наблюдения последних двух десятилетий, цифровую модель рельефа Армении масштаба 1:200000, способы автоматизированного деления рельефа на заданные высотные пояса и расчета их площади в пределах выбранного речного бассейна. Таким образом, впервые создана цифровая карта модуля стока в соответствии с принятым ее определением¹, со-

¹ Цифровая карта (цифровая карта местности) — компьютерная модель, содержащая данные и правила, описывающие положение и пространственно-логические взаимоотношения объектов местности (http://ru.wikipedia.org/wiki/Цифровая_карта#cite_note-GOST28441-0).

четающая базы цифровых данных – результаты многолетних наблюдений 182 действующих и закрытых гидрологических постов (Многолетние данные..., 1987), массив высотных отметок рельефа РА, массив интерполированных значений модуля стока, алгоритмы и программы расчета модуля стока и визуализации карт (представления на мониторе и распечатки на бумаге), а также решения актуальных гидрологических задач. В числе последних разработаны также метод и программа вычисления нормы стока в произвольном створе реки.

Принцип построения карты основан на определении модуля стока, представляющего количество воды, стекающей в реку с единицы площади бассейна в единицу времени. Обычно за единицу модуля стока принимается $л/с \times км^2$. Количественная связь модуля стока ($M, л/с \times км^2$) с расходом в наблюдаемом створе реки ($Q, м^3/с$) и площадью водосборной площади этого створа ($F, км^2$) за определенный отрезок времени выражается следующим уравнением:

$$M = Q \times 1000 / F, \quad (1)$$

Картографирование модуля стока осуществлено следующим образом.

- Рассчитана норма стока для всех гидрологических станций и постов.
- Короткие ряды наблюдений были удлинены методом использования рек-аналогов.
- Из уравнения (1) вычислены значения среднегодового модуля стока для соответствующих постов.
- Для крупных речных бассейнов построены графики зависимости величины многолетнего среднегодового модуля стока от средней взвешенной высоты гидрологической станции или поста.
- Из этих кривых получены значения изолиний карты модуля стока – 1, 2, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 $л/с \times км^2$.

Изучение зависимости величины модуля стока от средней взвешенной высоты

Для построения карты использованы данные среднегодового расхода практически всех действующих гидрологических станций и постов со дня их открытия по 2006 год, а также ныне не действующих постов, которые имеют ряд наблюдений продолжительностью пять и более лет. Короткие ряды наблюдений удлинялись статистическими методами, принятыми в гидрологии (Архипов и др., 1976; Попов, 1979; Русинов, 1970). В этой работе ряды были удлинены с помощью соответствующих данных реки-аналога или притока, имеющих более длинные ряды наблюдений.

При выборе рек-аналогов учитывались следующие условия:

- сходство режима стока реки-аналога и исследуемой реки;
- географическая близость расположения водосборов;
- сходство климатических условий формирования стока;

- сходство почвенных, грунтовых и гидрогеологических условий, близкая степень залесенности, заболоченности и распаханности водосборов;
- близость средних высот водосборов (для горных и полугорных районов следует учитывать экспозицию склона и гипсометрию);
- отсутствие факторов, существенно искажающих естественный речной сток (регулирование стока, сбросы воды, водозабор) (Система нормативных ..., 2004).

Из уравнения (1) вычислены значения многолетнего среднегодового модуля стока для всех постов. Для каждого гидрологического поста определена средневзвешенная высота водосбора из уравнения (2):

$$H_{\text{ср}} = [f_1 \times (h_1 + h_2)/2 + f_2 \times (h_2 + h_3)/2 + f_3 \times (h_3 + h_4)/2 + \dots + f_n \times (h_n + h_{n+1})/2] / F \quad (2),$$

где $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$ – изогипсы водосбора, $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ – величина площади между соседними изогипсами.

Построены графики зависимости модуля стока от средней взвешенной высоты водосборного бассейна для основных речных бассейнов Армении. Характеристики стока рек, как и другие географические факторы, как правило, плавно изменяются в пространстве и зависят от высотных поясов и географической зональности, поэтому их можно интерполировать для произвольной точки гидрологической карты. На этом основании из графиков получены значения изолиний модуля стока (1, 2, 4, 6, 8, 10 л/с×км², далее распределены шагом в 5 л/с×км²) (рис. 1, 2, 3). В зависимости от изменения величины модуля стока по высоте, интервалы между изолиниями в пределах различных водосборов могут быть неодинаковы. Полученные высоты изолиний представлены в табл. 1.

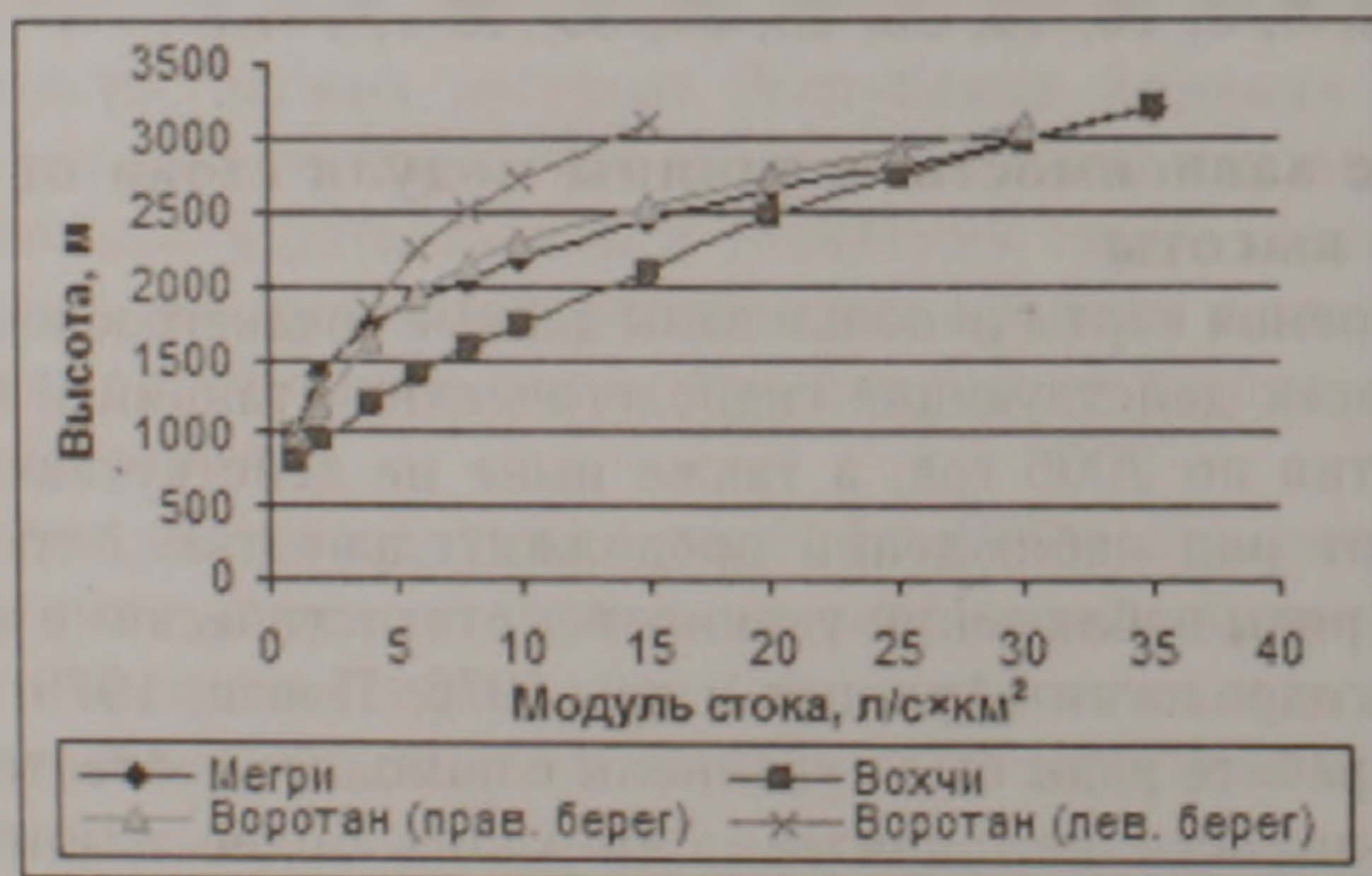


Рис. 1. Зависимость модуля стока от средневзвешенной высоты водосбора в бассейнах рек Мегри, Воротан, Вохчи

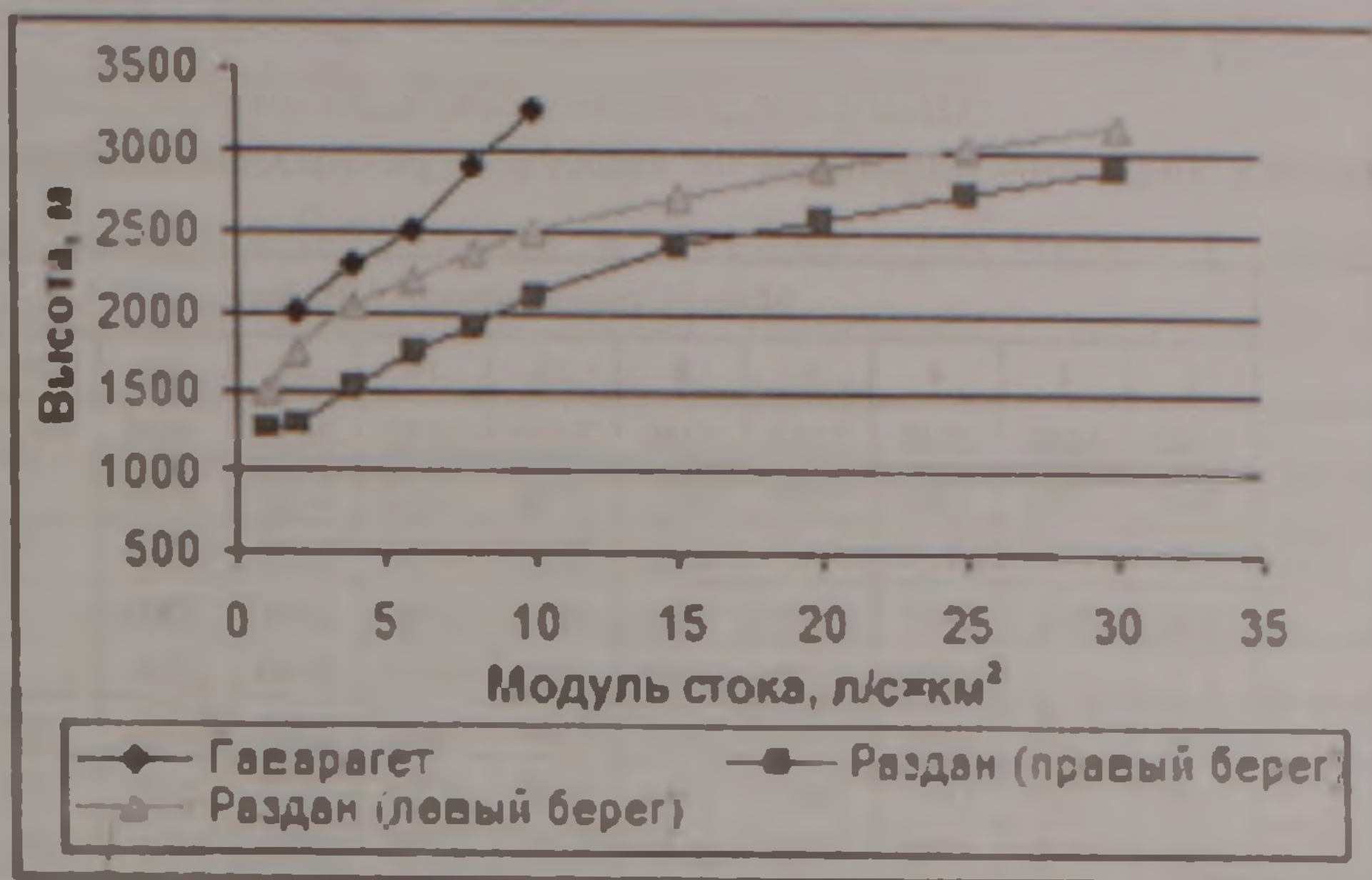


Рис. 2. Зависимость модуля стока от средневзвешенной высоты водосбора в бассейнах рек Гаварагет, Раздан

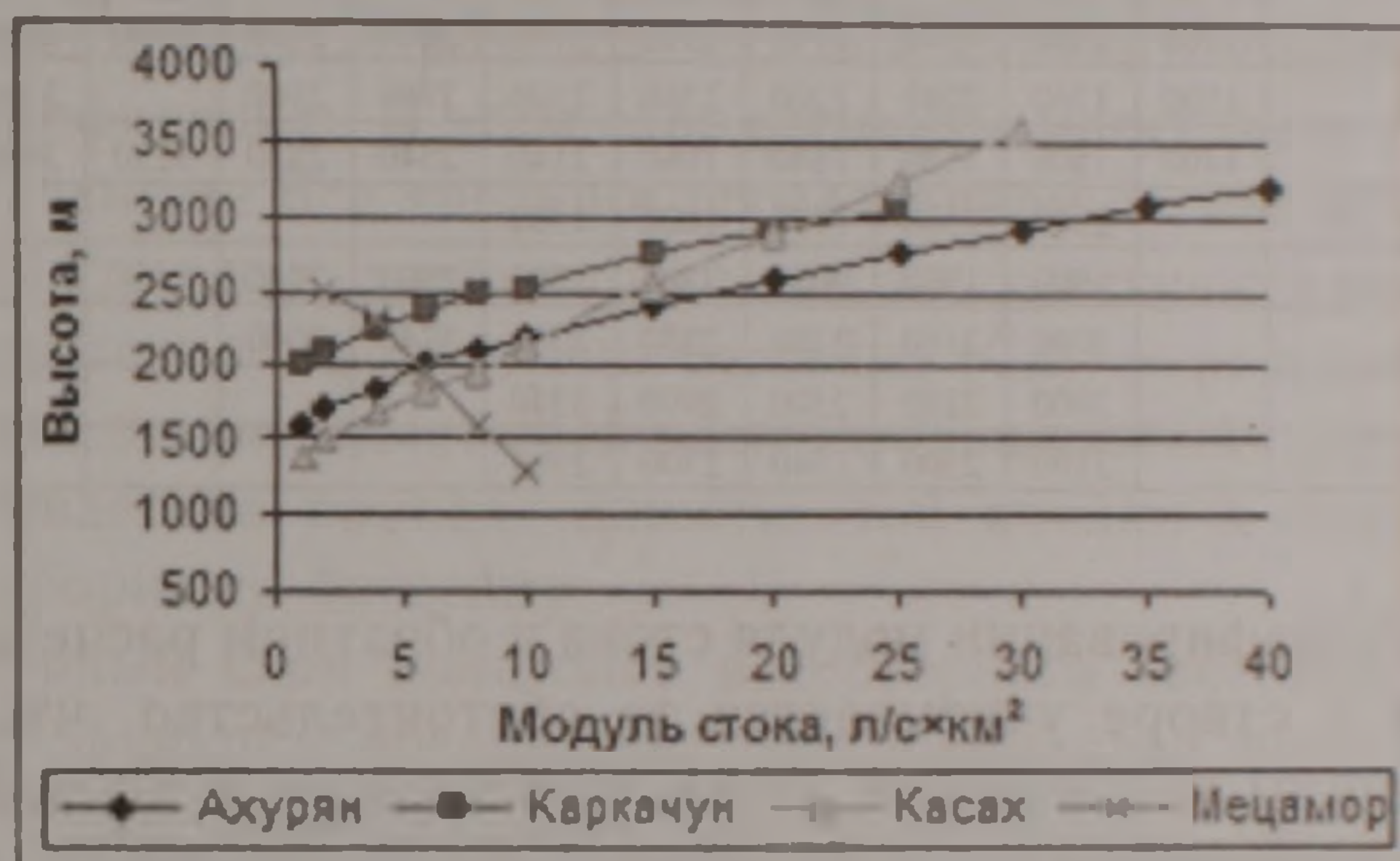


Рис. 3. Зависимость модуля стока от средневзвешенной высоты водосбора в бассейнах рек Ахуриан, Каркачун, Касах, Мецамор

При построении карты модуля стока очень часто возникали трудности, основными причинами которых являются особенности рельефа и геологического строения водосборного бассейна. Например, правобережья бассейнов рек Раздан и Воротан сложены в основном из пористых и трещиноватых пород вулканического происхождения, которые обладают высокой инфильтрационной способностью. Указанное особенно интенсивно проявлено в западной части Гегамских гор — начиная с р. Гаварагет до верховьев реки Раздан, где полностью отсутствует поверхностный сток. Поэтому для отмеченных бассейнов графики связи между модулем стока и высотой построены отдельно для правых и левых склонов водосборных бассейнов рек.

Основное практическое применение карты модуля стока — вычисление расхода реки в произвольном створе:

$$Q = M \times F / 1000 \quad (3)$$

Таблица 1

Зависимость значений изолиний от высоты в речных бассейнах РА

Речной бассейн	Модуль стока, л/с*км ² / Высота, м											
	1	2	4	6	8	10	15	20	25	30	35	40
Азат, Веди	1700	1880	2040	2160	2240	2320	2480	2630	2800	2950	3200	
Дебед	740	1000	1300	1500	1640	1760	2100	2440	2850			
Памбак					1640	2200	2400	2600	2860			
Агстев	600	800	1100	1360	1600	1800	2200	2500	2800			
Гетик			1800	1920	2060	2180	2400	2600	2800			
Арпа	750	1100	1600	1800	2100	2260	2440	2560	2680	2800	2980	
Ехегис	750	1100	1600	1880	2040	2140	2280	2420	2560	2720	2900	
Мегри	1000	1400	1740	1900	2040	2180	2440	2640	2800	3000	3200	
Вохчи	800	940	1200	1400	1580	1740	2100	2480	2740	2970	3200	
Воротан (правый берег)	1000	1200	1640	1940	2160	2300	2540	2750	2900	3080		
Воротан (левый берег)	1000	1360	1820	2240	2500	2700	3100					
Ахурян	1600	1720	1840	2000	2100	2200	2400	2580	2760	2900	3080	3200
Кархачун	2000	2100	2240	2360	2480	2520	2740	2900	3040			
Раздан (правый берег)	1260	1300	1540	1740	1920	2100	2400	2560	2740	2900		
Раздан (левый берег)	1500	1760	2040	2200	2360	2500	2700	2900		3160		
Касах	1400	1500	1680	1840	1960	2140	2540	2880	3220	3580		
Мецамор		2500	2300	1960	1600	1300						
Берег Арегуни и Аргичи		1900	1980	2080	2200	2280	2500	2900				
Кархачбюр - Аргичи		2000	2160	2280	2380	2500	2740	3000				
Гаварагет		2000	2280	2500	2900	3240						
Масрик - Кархачбюр		2100	2300	2540	2700	2900						

При картографировании модуля стока и обратном расчете величины нормы стока в створе учитывается то обстоятельство, что представленные величины изолиний на карте относятся не к данной реке, а к ее водосбору и являются его интегральной характеристикой. В условиях сложного рельефа Армении необходимо определять среднее взвешенное значение модуля стока для бассейна. В случае равнинного рельефа водосбора средняя величина модуля стока для каждого бассейна определяется изолинией, проходящей по его центру, или двумя изолиниями, проходящими ближе к центру, - методом интерполяции.

В среде ГИС вычислены площади между соседними изолиниями модуля стока, средние значения двух соседних изолиний и в итоге – среднее взвешенное значение модуля стока бассейна.

Нами разработана компьютерная программа, целью которой является получение нормы стока в произвольном створе реки по данным цифровой карты среднегодового модуля стока масштаба 1:200000 (рис. 4). При выполнении работы в основном использовался программный модуль ArcHydroTools, который является расширением программного пакета ArcGIS 9.x. Сначала этим программным модулем выявляется водосборный бассейн необходимого створа реки. Для решения этой задачи в последовательном порядке использованы следующие функции ArcHydroTools и построены растровые и векторные слои:

- Сглаживание поверхности (заполнение впадин) цифровой модели

рельефа (Filgrd, http://www.saga-gis.org/saga_modules_doc/ta_preprocessor/ta_preprocessor_03.html)

- Направления стока (Fdir) – вычислены направления стока для данного слоя. Значения в ячейках растрового слоя направления стока (Flow Direction Grid) указывают направление наискорейшего спуска воды из этой ячейки.
- Накопления стока (Fac) – получен растровый слой аккумуляции стока (Flow Accumulation Grid), где каждая ячейка раstra содержит суммарное число ячеек вверх по течению от нее.
- Определение стока (Str) - растровый слой стока, в котором ячейки, имеющие значения выше заданного порога, содержат значение "1". выше заданного порога (значение по умолчанию – 1% максимального накопления стока: это рекомендуемый порог для определения стока). Все другие клетки в этом слое не содержат никаких данных.
- Сегментация стока (Lnk) - растровый слой сегментов стока (Stream Segmentation), в котором каждый сегмент имеет уникальную идентификацию. В этом слое сегменты могут быть главными или переходными. Все ячейки в определенном сегменте имеют одинаковый грид-код, характерный для этого сегмента.
- Определение водосборного бассейна (Cat) – растровый слой, где каждая ячейка имеет свой идентификационный грид-код, который указывает на принадлежность этой ячейки к тому или иному водосборному бассейну.
- Векторный слой полигонов водосборного бассейна (Catchment) – эта функция преобразует растровый слой водосбора (Cat) в векторный полигональный слой водосборных бассейнов.
- Линейный векторный слой стока (DrainageLine) – эта функция преобразует сегменты стока (Lnk) в линейный векторный слой стока. Каждая линия в слое имеет идентификатор водосборного бассейна, в котором она находится (David R. Maidment, 2002).

С помощью программы вычислены значения среднегодового модуля стока для нескольких бассейнов РА и определены расходы соответствующих рек. Результаты сравнены с измеренными значениями в гидрологических постах. Вычислена относительная ошибка метода уравнением (4).

$$\Delta Q = (Q_{\text{в}} - Q_{\text{г}}) / Q_{\text{г}} \times 100\%, \quad (4)$$

где ΔQ - относительная ошибка расхода, $Q_{\text{в}}$ – вычисленные значения расхода, $Q_{\text{г}}$ – значения по данным наблюдений в гидрологических постах.

В некоторых бассейнах относительные ошибки были значительными (больше, чем 20%). В этих районах были пересмотрены физико-географические условия формирования стока и введены корректировки в карту.



Рис. 4. Фрагмент карты среднегодового модуля стока масштаба 1:200000

Таблица 2

Сравнение вычисленных значений модуля стока и расхода реки с значениями данных наблюдений гидрологических постов

Река-пост	Вычисленные значения		Значения по данным наблюдений		Относительная ошибка Q
	М, л/с×км²	Q, м³/с	М, л/с×км²	Q, м³/с	%
Горисгет - Горис	9.64	0.81	10.8	0.91	11
Гехи - Гехи	23.13	4.51	23.6	4.6	2
Драхтик - Драхтик	6.21	0.21	6.51	0.22	4.5
Гетик - Гош	6.37	3.51	6.2	3.6	2.5

Разработанные методика и программа в виде специального ГИС-проекта (ArcHydro.mxd) используются для решения задач водопользования в Государственном Водном Кадастре Министерства охраны природы Армении.

Работа выполнена в рамках базового финансирования Института геологических наук НАН РА.

Литература

Архипов Ю. Р., Блажко Н. И., Григорьев С. В., Заботин Я. И., Трофимов А. М., Хузеев Р. Г. Математические методы в географии. Казань: Изд. Казанского университета, 1976, 352 с.

Атлас природных условий и естественных ресурсов Республики Армения. “Гидрология”, Под ред. А.Б. Багдасаряна.- Ереван: Изд. АН РА, 1990, 68 с.

Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том XIII. Армянская ССР. Л.: Гидрометеиздат. 1987, 303 с.

Попов Е. Г. Гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1979, 256 с.

Русинов М. И. Статистические методы в гидрологии. Труды Пятого гидрологического симпозиума в Монреале (февраль 1966 г.). Л.: Гидрометеиздат, 1970, 272 с.

Система нормативных документов в строительстве: свод по проектированию и строительству. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003, М., 2004, 178 с.

David R. Maidment, Arc Hydro: GIS for water resources. Redlands, California, 2002. 205

Рецензенты В. Саргсян, Л. Азизян

**ՄԻՋԻՆ ՏԱՐԵԿԱՆ ՀՈՍՔԻ ՄՈԴՈՒԼԻ ՔԱՐՏԵԶԻ ԿԱՌՈՒՑՄԱՆ ԵՎ
ԿԱՄԱՅԱԿԱՆ ԿՏՐՎԱԾՔՈՒՄ ՀՈՍՔԻ ՆՈՐՄԱՅԻ ՀԱՇՎԱՐԿԻ
ՄԵԹՈԴԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ**

Բ. Պ. Մնացականյան, Ա. Ա. Ավագյան, Ա. Ա. Առաքելյան, Հ. Հ. Երիցյան

Ամփոփում

Սույն աշխատանքում ՀՀ ջրաչափական կայանների և դիտակետերի հոսքի բազմամյա դիտարկումների և ռելիեֆի թվային մոդելի հիման վրա ArcGIS միջավայրում կառուցվել է ՀՀ 1:200000 մասշտաբի բազմամյա

միջին տարեկան հոսքի մոդուլի քարտեզ, որը ներառում է թվային տվյալների հենքեր (գործող և փակված ջրաչափական դիտակետերի հոսքի բազմամյա դիտարկումներ, ՀՀ տարածքի բացարձակ բարձրությունների և հոսքի մոդուլի ինտերպոլյացիայի եղանակով ստացված արժեքների զանգվածները), հոսքի մոդուլի հաշվարկի և քարտեզագրական պատկերման ինչպես նաև ակտուալ հիդրոլոգիական խնդիրների լուծման ալգորիթմներ և ծրագրեր: Այդ թվում մշակվել է գետի կամայական կտրվածքում հոսքի նորմայի հաշվարկման մեթոդ և ծրագիր: Ծրագրի միջոցով հաշվարկվել է հոսքի նորման ՀՀ որոշ ջրաչափական դիտակետերի համար և արդյունքները համեմատվել են հոսքի դիտարկված տվյալների հետ, հաշվարկվել է քարտեզի հարաբերական սխալը:

METHODOLOGY FOR DEVELOPMENT OF AVERAGE ANNUAL FLOW MODULE MAP AND CALCULATION OF WATER RATE AT ANY CROSS SECTION OF THE RIVER (ON THE EXAMPLE OF TERRITORY OF ARMENIA)

B.P. Mnatsakanyan, A.A. Avagyan, A.A. Arakelyan, H.H. Yeritsian

Abstract

Using multi-year observation data from water quantity monitoring stations and gauges, as well as Digital Elevation Models, a multi-year average annual flow module map was developed at 1:200000 scale within ArcGIS environment. The digital map includes database (multi-year observations from operating and closed water gauges, values derived through interpolation of elevations of territory of Armenia and water flow module), algorithms and programs for calculation and representation of water flow module and other hydrological issues. At the same time a new method and program was developed for calculation of flow norm at any cross-section on the river. Using this program the flow norm for a few water gauges has been calculated and the results have been compared to observed data. At the same time relative error for this method has been assessed.

ԱՆՁՐԵՎԱՅԻՆ ՀՈՐԴԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ԱՌԱՎԵԼԱԳՈՒՅՆ ԵԼՔԵՐԻ ԿԱՆԽԱՏԵՍՈՒՄԸ ՍԻՆՕՊՏԻԿԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅԱՄԲ

© 2010 թ. Լ.Վ. Ազիզյան, Գ.Հ. Սուրենյան, Ա.Է. Միսակյան

Հայաստանի Հիդրոօդերևութաբանության և մոնիտորինգի պետական ծառայություն
0002 Երևան, Լեռնի 54, ՀՀ

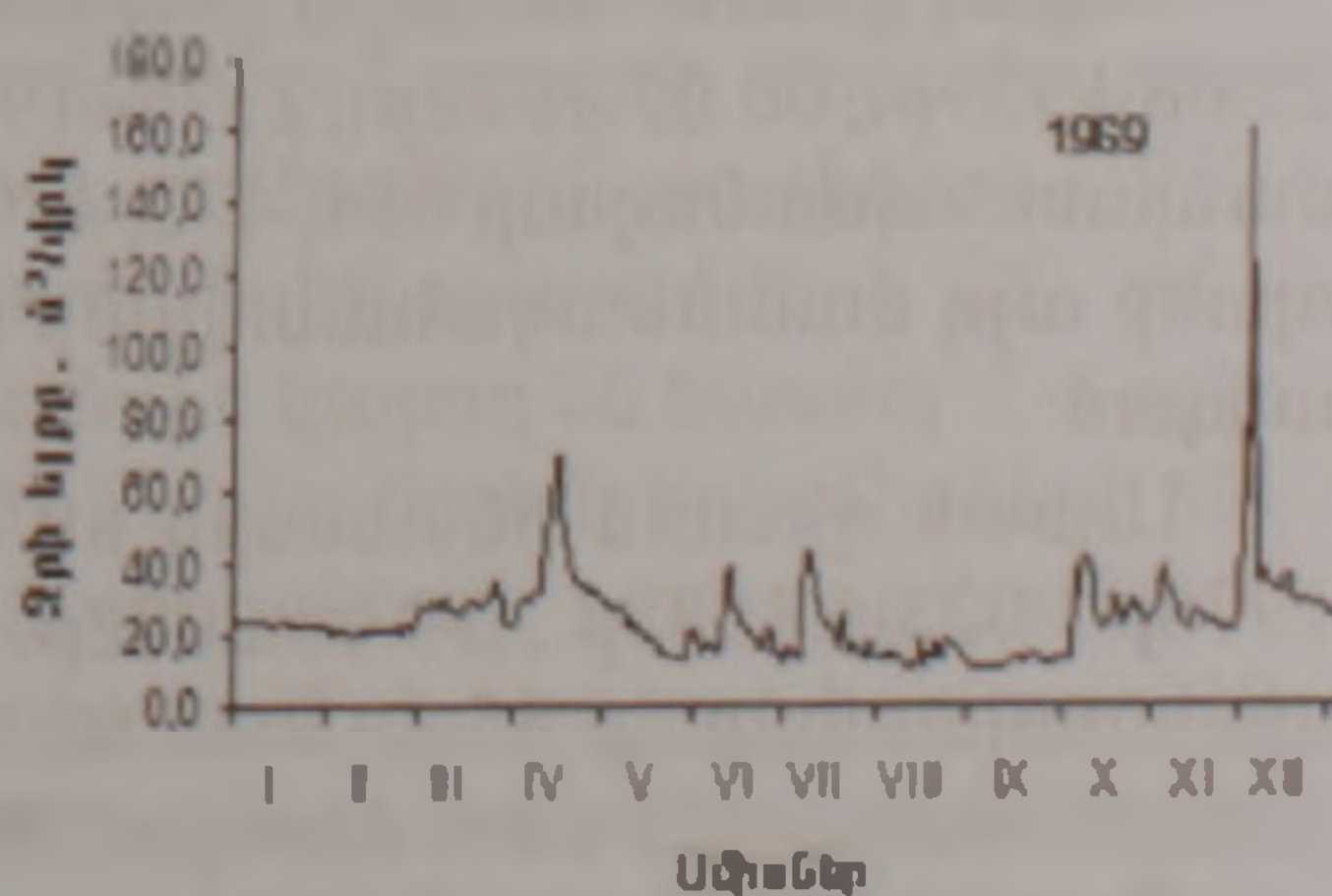
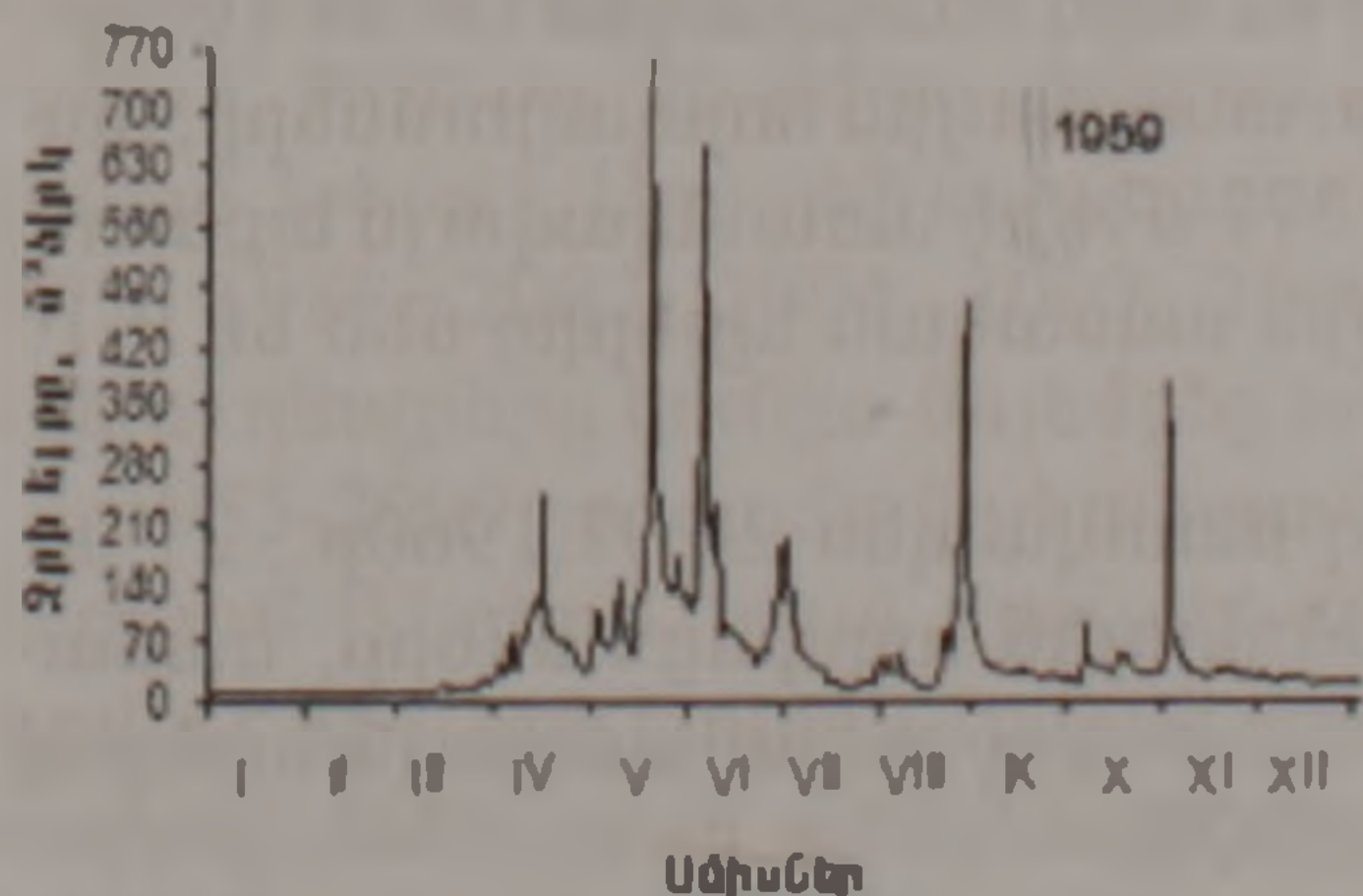
E-mail: lhayk@yahoo.com; sinoptik_50@mail.ru; miamalya@yandex.ru

Հանձնված է խմբագրություն՝ 08.07.2010 թ.

Հոդվածում քննարկվում է Կուրի ավազանի Դեբեդ և Աղստե գետերի հունիս-նոյեմբեր ամիսների անձրևային հորդացումների ձևավորման սինօպտիկական պայմանները և դրանց հետ կապված օդերևութաբանական մեծությունների փոփոխման օրինաչափությունները: Ստացվել են անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքերի կանխատեսման բազմազործոն կոռելյացիոն կապեր, որոնք բավարարում են կանխատեսման թողարկման համար անհրաժեշտ պայմանին:

ՀՀ գետերի ջրային ռեժիմի փուլերի մեջ իրենց ուրույն տեղն ունեն անձրևային հորդացումները, որոնք կարող են ձևավորվել ինչպես գարնանային վարարումների, այնպես էլ ամառ-աշնանային սակավաջրության փուլերի ընթացքում: Մեծ վտանգ են ներկայացնում հատկապես գարնանային վարարումների ընթացքում առաջացած հորդացումները, երբ անձրևները գումարվելով հալոցքային ջրերին առաջացնում են խառը ծագման բավական մեծ և երբեմն ավերիչ առավելագույն ելքեր:

Անձրևային հորդացումներ այստեղ դիտվում են մաև ամառ-աշնանային սակավաջրության փուլի ընթացքում: Հայտնի են մի շարք դեպքեր, երբ հորդառատ անձրևներից առաջացել են այնպիսի ելքեր, որոնք իրենց մեծությամբ գերազանցել են վարարումների առավելագույն ելքերին: Ստորև ներկայացվում է Դեբեդ գետի Այրում ջրաչափական դիտակետի բնորոշ հիդրոգրաֆներ (նկ. 1), որոնցից պարզորոշ նկատվում է, որ առանձին տարիների հորդացումների առավելագույն ելքի մեծությունները մոտենում են վարարումների առավելագույն ելքի մեծությանը, իսկ որոշ տարիների՝ գերազանցում նրան:



Նկ 1 Դեբեդ գետի Այրում ջրաչափական դիտակետի տարբեր տարիների հիդրոգրաֆներ

Ամառ-աշնանային հորդացումները առավել հաճախ դիտվում են այն գետերում, որոնց ավազանները բնութագրվում են համեմատաբար խոնավ կլիմայական պայմաններով, խիստ մասնատված ռելիեֆով և համեմատաբար քույլ ջրաթափանց ապարներով, որի շնորհիվ տեղումների կորուստները քիչ են և տեղի է ունենում ջրի արագ հոսք: Այդ պայմանները առկա են հատկապես Կուրի ավազանի գետերում, որի շնորհիվ հորդացումներն այստեղ ավելի արտահայտված են (Չիլինգարյան և այլն, 2002):

Անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքերի անցումը Կուրի ավազանին պատկանող ՀՀ մի շարք գետերում ուղեկցվում է բնակավայրերի, տրանսպորտային ուղիների և գյուղատնտեսական հողատարածությունների որոշ ջրածածկմամբ: Այդ պատճառով անձրևային հորդացումների առաջացման պայմանների ուսումնասիրությունը մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում, իսկ դրանց կանխատեսման հարցը առաջնակարգ կարևորության հարց է (Шагинян, 1981):

Աշխատանքի նպատակն է ուսումնասիրել Կուրի ավազանում դիտվող անձրևային հորդացումները և դրանք պայմանավորող սինոպտիկական պրոցեսները, ստանալ բազմագործոն կոռելյացիոն կապեր առավելագույն ելքերի կանխատեսման համար:

Աշխատանքում առաջին անգամ տրվել են Կուրի ավազանի անձրևային հորդացումները պայմանավորող սինոպտիկական պրոցեսների ենթատիպերը և դրանց ազդեցությունը ըստ տոկոսային հարաբերության: Կազմվել են հորդացումների առավելագույն ելքերի կանխատեսման բազմագործոն ռեգրեսիոն կապեր, որոնց մի մասը Հայպետհիդրոմետի կողմից կիրառվել են օպերատիվ կանխատեսումների կազմման ժամանակ:

Առավել զգալի անձրևային հորդացումներ Կուրի ավազանում դիտվել են 1936, 1938, 1946, 1951, 1953, 1959, 1963, 1968, 1972, 1986, 1988, 1995, 2002, 2004, 2005, 2007, 2009թթ.-ին:

Որպես հաշվարկային մեր կողմից ուսումնասիրվել են Դեբեդ-Այրում, Աղստև-Իջևան ջրաչափական դիտակետերի 1955-2009թթ. հունիս-նոյեմբեր ամիսների անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքերը, որի համար հիմք են ծառայել Հայպետհիդրոմետի բազմամյա դիտարկումների տվյալները:

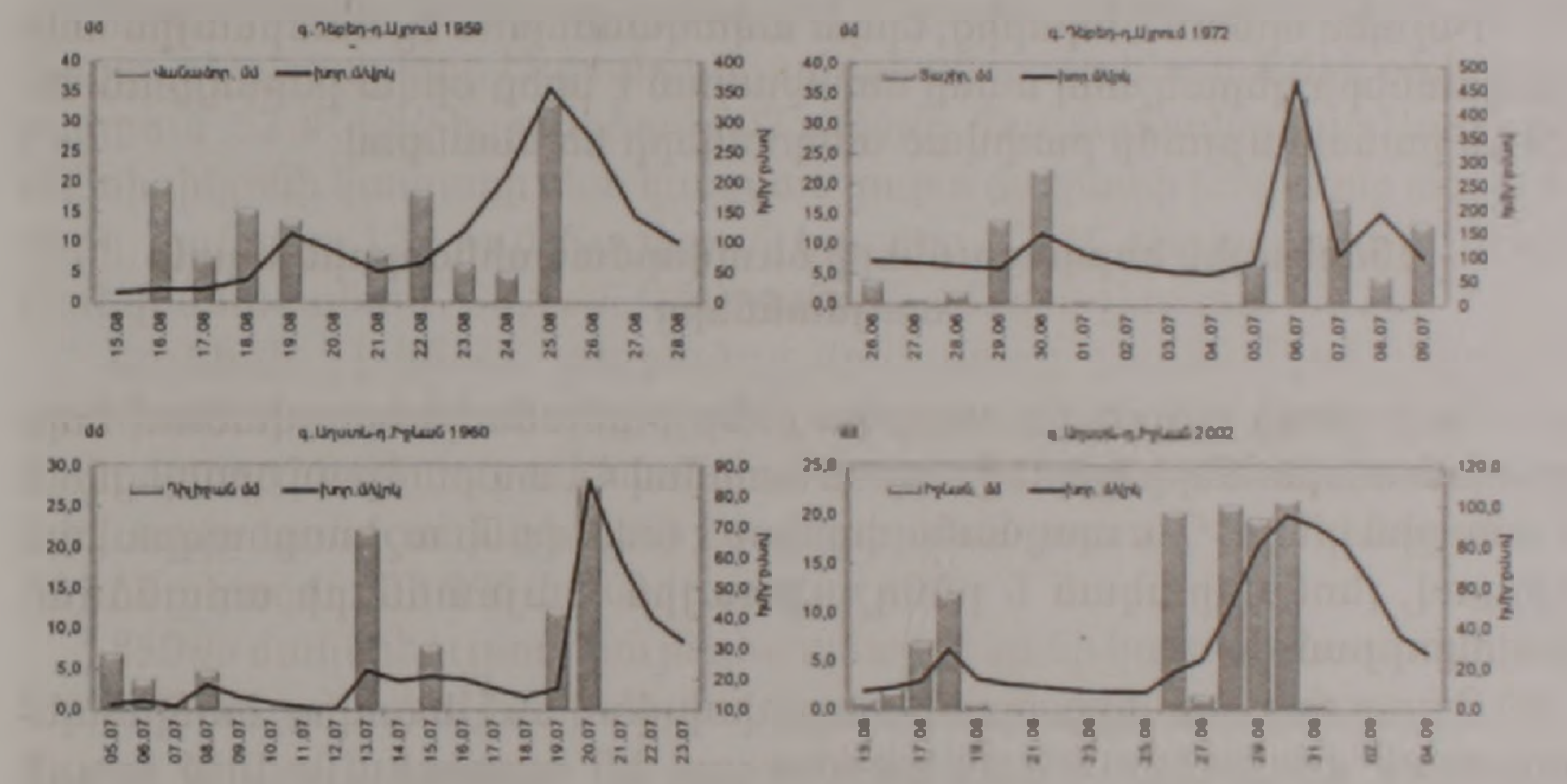
Դեբեդ գետում առավել ինտենսիվ են եղել հատկապես 04.06.1959թ., 25.08.1959թ., 06.07.1972թ., 21.06.1986թ. անձրևային հորդացումները, համապատասխանաբար 654, 472, 470, և 377 մ³/վրկ առավելագույն ելքերով, որոնք այդ ժամանակահատվածի միջին ամսական ելքերից մեծ են 9-10 անգամ:

Աղստև գետում ինտենսիվ են եղել հատկապես 20.07.1960թ., 21.06.1978թ., 02.06.1988թ., 30.08.2002թ. անձրևային հորդացումները, համապատասխանաբար 85.4; 89.0; 95.0; 95.8 մ³/վրկ առավելագույն ելքերով (Гидрологический ежегодники, 1955-2009):

Երկու ավազաններում էլ հեղուկ տեղումների առավելագույն քանակը դիտվում է գարնանը, ընդ որում տեղումների քանակը ըստ հերթակա-

նության առավել շատ է հունիս, մայիս և ապրիլ ամիսներին: Տեղումները կրում են հորդառատ (կարճաժամկետ) և տևական բնութագիր (1-2 օր տևողությամբ): Տեղումների օրական գումարը կազմում է 20-30 մմ, առանձին անձրևների ժամանակ՝ 60-70 մմ: Անձրևների հորդառատ հատվածի միջին ինտենսիվությունը կազմում է 0.30-1.10 մմ/րոպե:

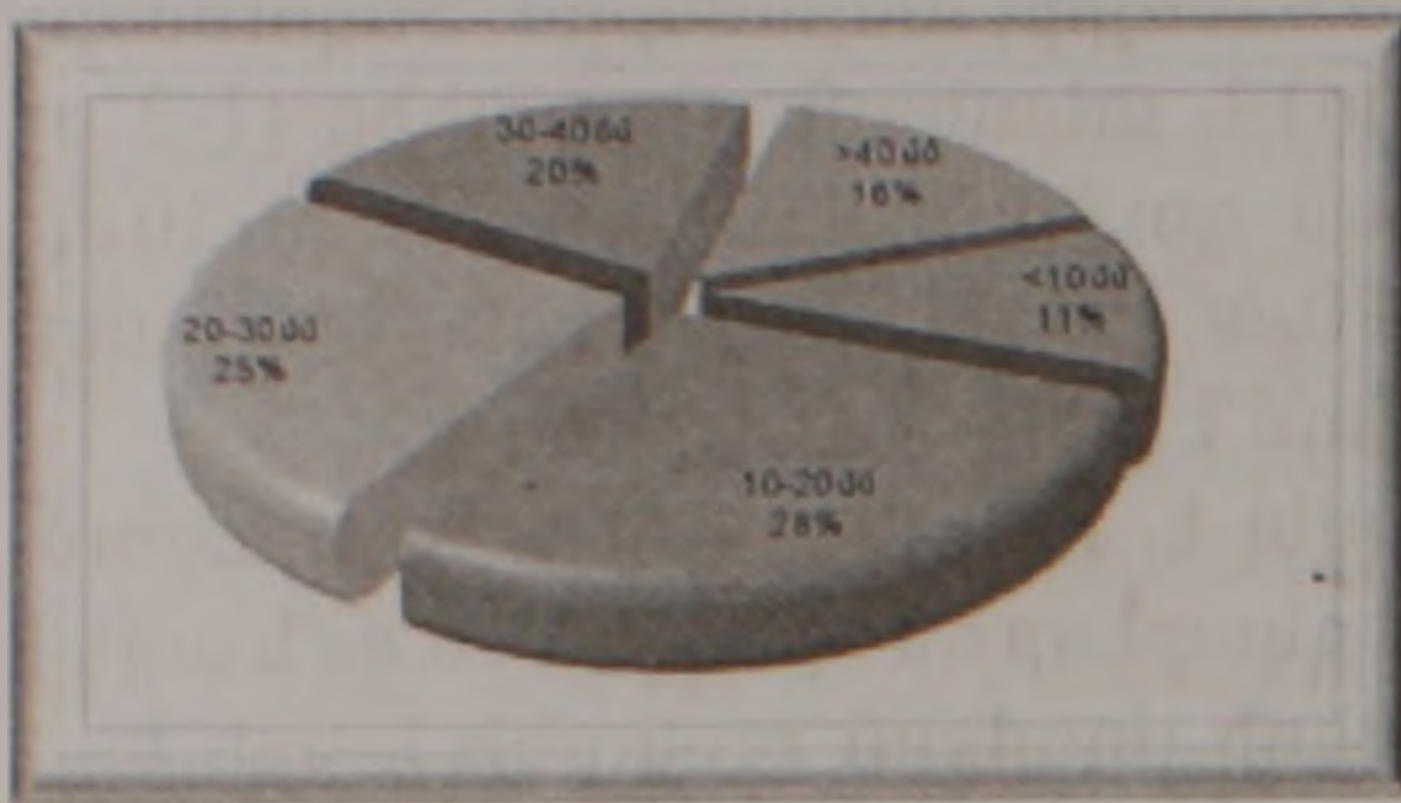
Ուսումնասիրություններից պարզվել է, որ անձրևային հորդացումների ձևավորման տեսակետից առավել կարևոր են օրական 10 մմ և ավելի քանակությամբ անձրևները: Տեղումների օրական քանակի և ջրի ելքի ընթացքի կորերի համադրությունները ցույց են տալիս, որ տեղումների նվազագույն քանակը, որն անհրաժեշտ է հոսքի ավելացման համար, կազմում է 10-15 մմ (նկ.2): Մինչև 5 մմ քանակությամբ տեղումները հոսքի վրա էական ազդեցություն չեն ունենում, քանի որ երկու գետերի ավազանների զգալի մասը ծածկված է անտառներով և ծառերի սաղարթի կողմից այդ տեղումների մեծ մասը պահվում են:



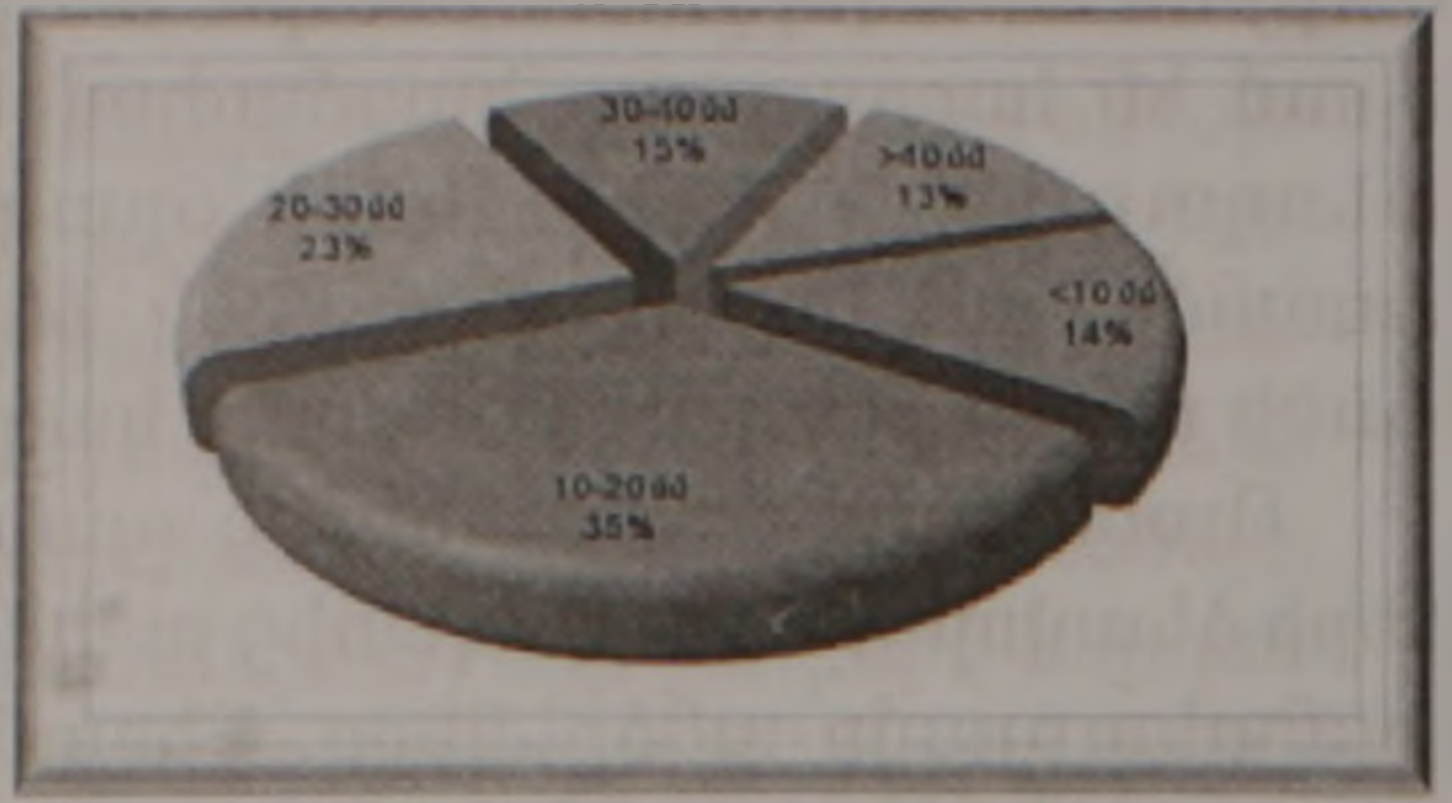
Նկ 2. գ Դեբեդ-դ Այրում և գ Աղստև-դ Իջևան դիտակետերի անձրևային հորդացումների բարձրացման հիդրոգրաֆներ

Դեբեդի ավազանում հունիս-նոյեմբեր ամիսներին 10 մմ-ից ավել տեղումներով օրերի թիվը միջինը կազմում է 10-12 օր, իսկ Աղստևի ավազանում՝ 9-10 օր: 20 մմ-ից ավել տեղումներով օրերի թիվը Դեբեդի ավազանում 3-4 օր է, Աղստևի ավազանում՝ 2-3 օր: Առանձին տարիների (1959, 1972, 1988, 2002, 2004, 2007, 2009) ինտենսիվ տեղումների (20 մմ և ավելի) դեպքերը հունիս-նոյեմբեր ամիսներին կարող են հասնել 7-8 օրի:

1955-2009 թթ. ժամանակահատվածի հունիս-նոյեմբեր ամիսների ընթացքում Դեբեդ-Այրում ջրաչափական դիտակետի համար ուսումնասիրվել է 354, իսկ Աղստև-Իջևան ջրաչափական դիտակետի համար՝ 218 տարբեր մեծության անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքեր, որոնք ձևավորվել են երեք օրվա ընթացքում (6-95 մմ գումարային քանակությամբ) թափված տեղումներից (նկ.3):



ա)



բ)

Նկ. 3. Դեբեդ-Այրում (ա), Աղստև-Իջևան (բ) դիտակետերում 1955-2009թթ դիտված հորդացումների մեջ նախորդ երեք օրվա տեղումների գումարի տարբերակված արժեքները, տոկոսներով

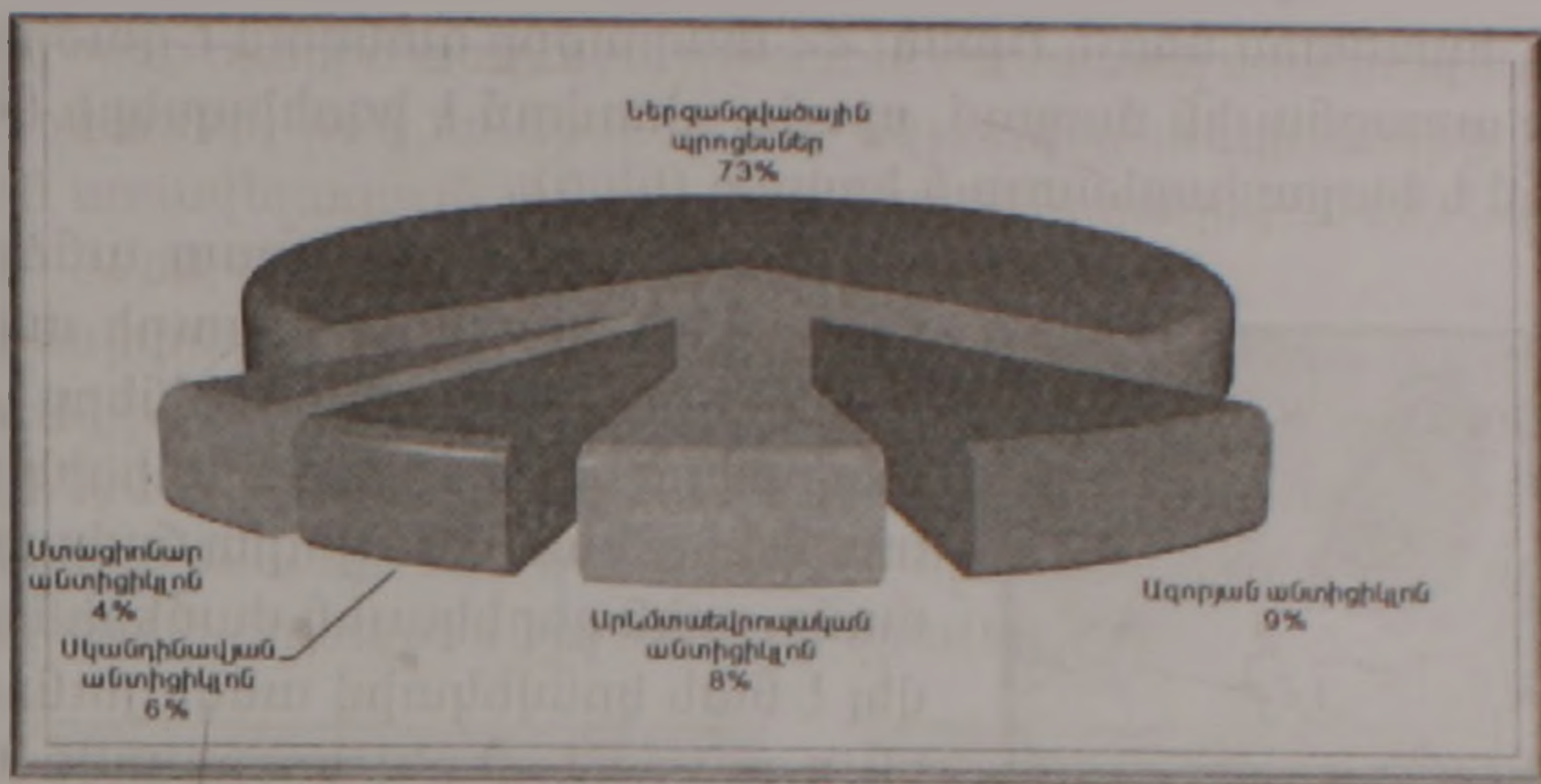
Ինչպես երևում է նկարից, երկու ավազաններում էլ, անձրևային հորդացումների գերակշռող մասը առաջանում է երեք օրվա ընթացքում 10-20 մմ քանակությամբ թափված տեղումների հետևանքով:

Անձրևային հորդացումների ձևավորման սինօպտիկական պայմանները

Կուր գետի ավազանը տարվա տաք ժամանակահատվածում հորդառատ տեղումների կրկնելիության առումով ՀՀ տարածքում զբաղեցնում է առաջին տեղը: Դա պայմանավորված է ավազանի աշխարհագրական դիրքով, լեռնագրական և լանդշաֆտային պայմանների առանձնահատկությամբ:

Ցուրտ ճակատները, որոնք տեղափոխվում են Սև ծովից, հանրապետության տարածքում հատկապես լավ են արտահայտվում Կուրի ավազանում, որոնք բարեխառն և արևադարձային օդի բուռն կոնվեկցենցիայի պատճառով առաջացնում են հորդառատ տեղումներ: Բացի այդ, ներգանգվածային տեղումների առաջացման համար մեծ դեր է խաղում նաև Կուրի ավազանի անտառային լանդշաֆտները, որոնք ապահովում են բարձր հարաբերական խոնավություն, ինչի պայմաններում կույտաանձրևային ամպերի զարգացումը ավելի բուռն է ընթանում:

1955-2009 թթ-ի Կուրի ավազանի Դեբեդ և Աղստև գետերում հունիս-նոյեմբեր ամիսներին դիտված առավել զգալի անձրևային հորդացումների առաջացման սինօպտիկական պայմանների ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ հորդացումների 73%-ը պայմանավորված է ներգանգվածային ծագում ունեցող տեղումների, 9%-ը Ազոբյան, 8%-ը Արևմտաեվրոպական, 6%-ը Սկանդինավյան անտիցիկլոնի, 4%-ը Ռուսաստանի եվրոպական տարածքում ստացիոնար անտիցիկլոնի ազդեցության հետ (նկ.4):

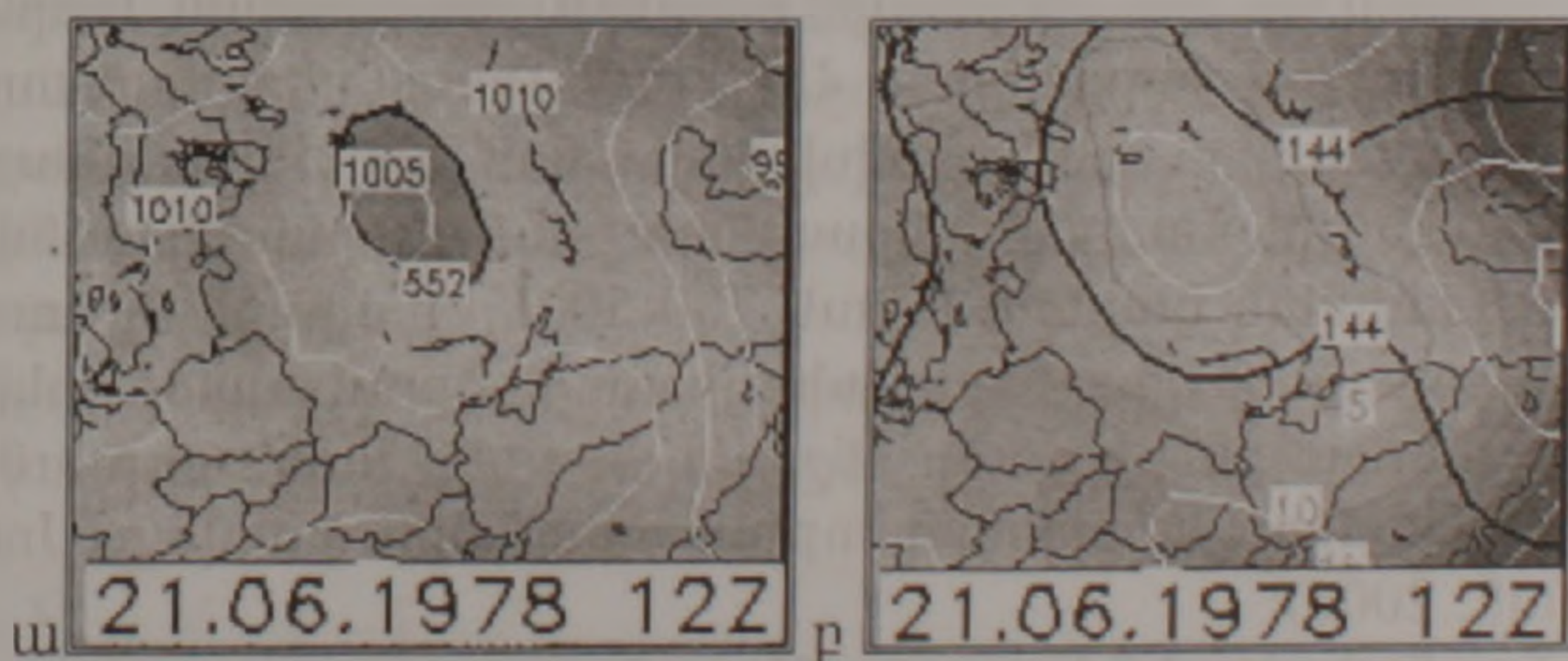


Նկ. 4. Դեբեդ և Ադստե գետերի անձրևային հորդացումները պայմանավորող սինոպտիկական պրոցեսները

Վերը նշված ճակատային սինոպտիկական պրոցեսները կարելի է տիպականացնել հետևյալ օրինակով, այսպես 1978թ.-ի հունիսի 21-ին Դեբեդ գետի ջրի ելքը Այրում ջրաչափական դիտակետում մեկ օրվա ընթացքում $52 \text{ մ}^3/\text{վրկ}$ -ից դարձավ $307 \text{ մ}^3/\text{վրկ}$ ։ Պայմանավորված Ազոբյան անտիցիկլոնի կատարի հետ կապված ցուրտ ճակատի անցմամբ տեղումների քանակը 12ժ.-ում Տաշիրում կազմեց 72 մմ , Վանաձորում՝ 61 մմ , Ստեփանավանում՝ $54,5 \text{ մմ}$, Դիլիջանում՝ 44 մմ , Իջևանում՝ 35 մմ ։

Հունիսի 21-ին ՀՀ տարածքը մթնոլորտի գետնամերձ շերտում գտնվում է Ազոբյան անտիցիկլոնի կատարի առաջնային մասում, որտեղ մթնոլորտային ճնշումը տատանվում է $1010-1015 \text{ մբ}$ սահմաններում։ Կասպից ծովը գտնվում է ցիկլոնի ազդեցության գոտում, որի կենտրոնում ճնշումը կազմում է 995 մբ (նկ. 5.ա)։

850 մբ մակերևույթում նույնպես անտիցիկլոնի կատարը տարածվում է մինչև Փոքր Ասիայի արևելյան շրջաններ։ Ցուրտ մթնոլորտային ճակատը ցիկլոնի կենտրոնից տարածվում է անտիցիկլոնի կատարի առաջնային մաս։ Ծակատի առաջնային և թիկունքային մասում ջերմաստիճանային տարբերությունը կազմում է $8-10^\circ\text{C}$ (նկ. 5.բ)։



Նկ. 5. Ազոբյան անտիցիկլոնի կատարը եղանակի գետնամերձ սինոպտիկական (ա) և նրան համապատասխանող թերմոբարիկական դաշտը PS850 մբ (բ) բարիկական քարտեզի վրա

500 մբ մակերևույթում բարձր մակերևույթների ցածր ճնշման լեզվակը հյուսիսարևմուտքից Սև ծովի արևելյան շրջաններով տարածվում է դեպի

Կովկաս, հասնելով մինչև Իրան: ՀՀ տարածքը գտնվում է ցածր ճնշման լեզվակի առաջնային մասում, որտեղ դիտվում է իզոհիպսերի նկատելի խտացում և հարավարևմտյան հոսքեր (նկ.6):



Նկ. 6. Ցածր ճնշման լեզվակը ԲՏ500 մբ մակերևույթի բարիկա-կան քարտեզի վրա

Այսպիսով հորդառատ անձրևները, որոնց հետ կապված է Կուրի ավազանի գետերի ակտիվ հորդացումները պայմա-նավորված են Ազորյան անտիցիկլոնի կա-տարի հետ կապված ցուրտ ճակատի անց-մամբ, որին ցերեկային ժամերին գումար-վել է նաև կոնվեկտիվ անկայունությունը, ինչը առաջ է բերել կույտաանձրևային ամպերի առավել բուռն զարգացում:

Տարվա տաք ժամանակահատվածում ՀՀ-ում տեղումների զգալի մասը դիտվում է ներզանգվածային երևույթների ազդե-ցությամբ, որոնք առավելագույն զարգաց-ման են հասնում մայիս-հունիս ամիսնե-րին՝ առաջացնելով հորդառատ անձրևներ

և ամպրոպներ, կարկուտ:

Կատարված հետազոտություններից պարզվել է, որ Կուրի ավազա-նում անձրևային հորդացումների մեծ մասը դիտվում է ներզանգվածային ծագում ունեցող անձրևների ժամանակ:

Ներզանգվածային երևույթները առավելապես առաջանում են թույլ արտառայտված բարձր կամ ցածր ճնշման դաշտերում, միջին ներքնո-լորտում, հարավարևմտյան, երբեմն նաև արևմտյան հոսքերի առկայու-թյան դեպքում: Նշված պրոցեսների ժամանակ բարենպաստ պայման-ներ են առաջանում կոնվեկցիոն և տուրբուլենտ երևույթների զարգացման համար: Ներզանգվածային տեղումները հանրապետությունում դեպքերի 90%-ում դիտվում են կոնվեկցիայի առավելագույն զարգացման ժամերին՝ ժամը 13⁰⁰-15⁰⁰-ին (Սուրենյան, Խոյեցյան, 2008):

Հայաստանի Հանրապետությունում ներզանգվածային ադվեկտիվ ծագում ունեցող կույտաանձրևային ամպերի առաջացման կարևոր պայ-ման է Փոքր Ասիայի տարածքում ՀՏ500/1000 հարաբերական տոպոգրա-ֆիայի քարտեզի վրա ցրտի օջախի կամ ցրտի լեզվակի առկայությունը և նրա առաջնային մասում հանրապետության տարածքի գտնվելը:

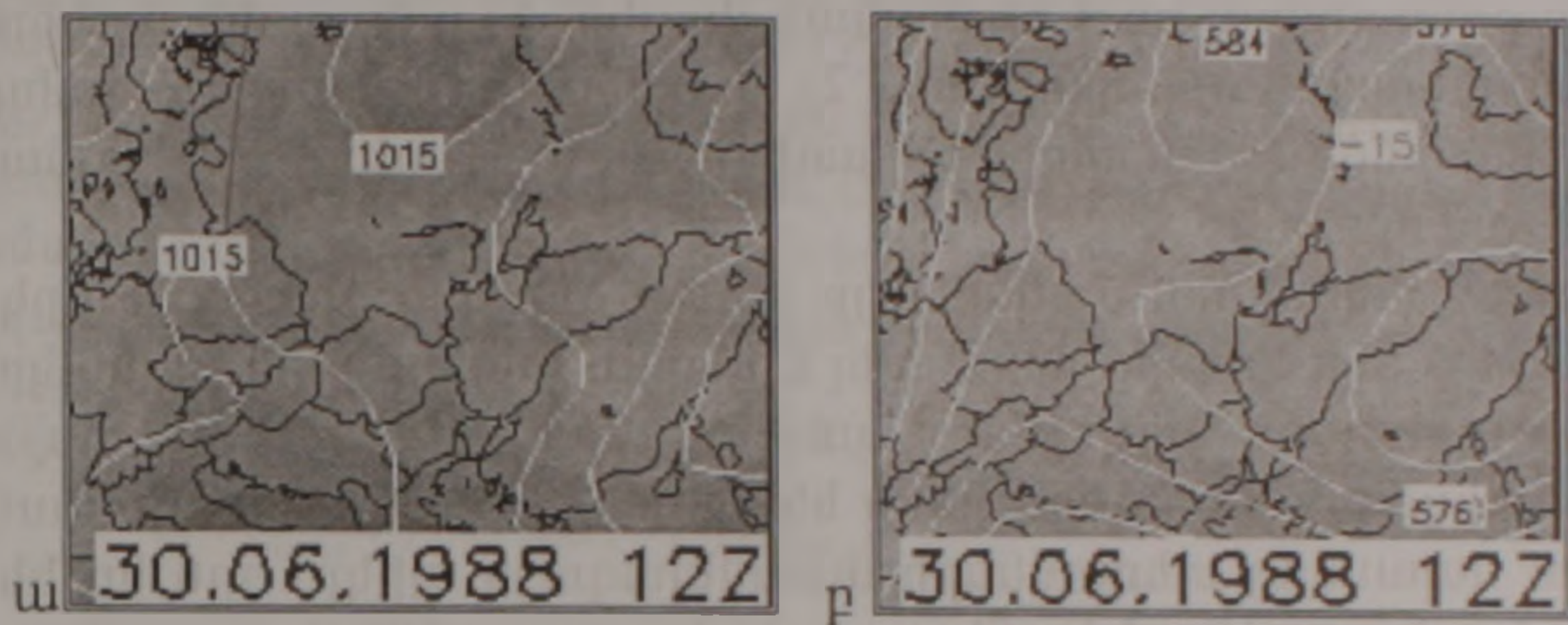
Միաժամանակ կարևոր է նաև 700-500 մբ բացարձակ տոպոգրա-ֆիայի քարտեզների վրա Փոքր Ասիայի տարածքում բարձր ցիկլոնի կամ բարձր մակերևույթների ցածր ճնշման լեզվակի առկայությունը և նրա առաջնային մասում հանրապետության տարածքի գտնվելը (Սուրենյան, Թորոսյան, 2006):

Ներզանգվածային ծագում ունեցող հորդառատ տեղումները, որոնք պայմանավորում են զգալի հորդացումներ՝ բնորոշվում են հետևյալ սինօպտիկական իրադրությամբ:

1988-ի հուլիսի 1-ին Դեբեդ գետի ջրի ելքը հունիսի 30-ի համեմատ աճեց 196 մ³-ով և 82 մ³/վրկ -ից դարձավ 278 մ³/վրկ: Պաճառն այն է, որ

նախորդ երեք օրերին տարածաշրջանում ժամանակ առ ժամանակ դիտվել էին տեղումներ, իսկ հունիսի 30-ին նկատվեց տեղումների ինտենսիվության առավելագույն պիկը՝ Տաշիրում կազմելով 31 մմ, Ստեփանավանում՝ 21 մմ, Վանաձորում՝ 15 մմ:

Մթնոլորտի գետնամերձ շերտում այդ օրը ՀՀ տարածքը գտնվում էր արևմուտքից դեպի Կասպից ծով տարածվող թույլ արտահայտված բարձր ճնշման դաշտում (նկ.7. ա), 500 մբ մակերևույթում բարձր ցիկլոնի առաջնային մասում, որի կենտրոնը 570դամ բարձրությամբ գտնվում էր Փոքր Ասիայի արևելյան շրջանների վրա(նկ.7բ):



Նկ 7. Թույլ արտահայտված բարձր ճնշման դաշտը սինոպտիկական (ա) և բարձր ցիկլոնը ԲՏ500մբ (բ) բարիկական քարտեզի վրա

Մթնոլորտի գետնամերձ շերտում թույլ արտահայտված բարձր ճնշման գոտու, իսկ միջին և բարձր ներքնոլորտի բարձր ցիկլոնային դաշտի առկայությունը բարենպաստ պայմաններ են ստեղծել օրվա երկրորդ կեսին ակտիվ կոնվեկտիվ հոսանքների զարգացման համար, ինչի արդյունքում դիտվել է կույտաանձրևային ամպամածության բուռն զարգացում և հորդառատ տեղումներ:

Անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքերի կանխատեսում

Անձրևային հորդացման ձևավորման կարևոր գործոններից մեկը հանդիսանում է տեղումների անհավասարաչափ բաշխումը և կորուստը տարածության ու ժամանակի մեջ: Ամենաշատը այս գործոնն է դժվարացնում տեղումների տվյալների օգնությամբ անձրևային հոսքի հաշվարկի գործնական խնդիրների լուծումը:

Անձրևային հորդացման ընթացքում ջրիավաք ավազանի ջրային հաշվեկշռի բանաձևը կարելի է ներկայացնել հետևյալ տեսքով (Սոսով, 1963)

$$Y = X - I - P - Z, \quad (1)$$

որտեղ՝ Y -ը հոսքն է, X -ը՝ տեղումները, I -ն՝ գումարային ինֆիլտրացիան, որն իրենից ներակայացնում է անձրևի ընթացքում կատարվող և անձրևից հետո տեղի ունեցող ինֆիլտրացիայի գումար, P -ն՝ մակերևութային պահումը, Z -ը՝ գոլորշացումը:

Անհրաժեշտ է նշել, որ անձրևային հոսքի հաշվարկը ջրային հաշվեկշռի մեթոդով շատ հաճախ դժվար է, քանի որ այդ հաշվարկների համար անհրաժեշտ տվյալները հիմնականում բացակայում են: Այդ է պատճառը, որ կանխատեսումների պրակտիկայում անձրևային հոսքի հաշվարկի համար յուրաքանչյուր կոնկրետ ջրհավաք ավազանի համար կառուցում են կապեր անձրևային հորդացումների ծավալի և տեղումների քանակի միջև:

Ինչպես ցույց են տալիս ուսումնասիրությունները (Бефани, 1977; Бефани, Калинин, 1983) հորդացումների ձևավորման և կանխատեսման համար քննարկվում են 3 հիմնական փուլեր՝ 1) ավազանի մակերևույթ անձրևաջրերի մուտքի որոշումը, 2) առավելագույն ելքերի ձևավորման ժամանակ անձրևային հոսքի կորստի որոշում, 3) ավազանի խոնավացվածության որոշում:

Որպես ավազանի մակերևույթ մուտք գործած ջրի հաշվարկային բնութագրիչ մեր կողմից ընդունվել է հեղուկ տեղումների քանակը, ընդ որում հորդառատ տեղումներ առաջացնող բարիկական դաշտերի սինոպտիկական վերլուծությունը հնարավորություն է տալիս կանխատեսելու սպասվող տեղումների առավելագույն պիկը, որն իր հերթին հնարավոր է դարձնում կանխատեսել հորդացումների առավելագույն մեծությունը:

Առավելագույն ելքերի կանխատեսման բազմագործոն կոռելյացիոն կապերում օգտագործվել են նախորդող 3-4 օրերի տեղումների գումարը, որն օգտագործվել է նաև մի շարք հեղինակների կողմից (Шагинян, 1981) կանխատեսման կապերում և բավական լավ արդյունք է տվել:

Անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքերի կանխատեսման կապերում տեղումների ինտենսիվության տվյալներ չեն օգտագործվել (որի օգտագործումը զգալիորեն կբարձրացներ կանխատեսման կապերի հուսալիությունը), քանի որ վերջին 20-30 տարիների ընթացքում Հայաստանի տարածքի կողմից այդ տարրի պարբերական դիտարկումներ չեն կատարվում:

Կանխատեսման կապերում, որպես հոսքի կորստի անուղղակի ցուցանիշ օգտագործվել է օդի միջին օրական ջերմաստիճանի տվյալները:

Որպես ավազանի նախորդող խոնավացվածության ցուցանիշ ընդհանուր առմամբ օգտագործվում են մի շարք անուղղակի բնութագրիչներ, որոնք որպես կանոն հիմնված են նախորդ տեղումների մեծության վրա: Առավել մեծ կիրառում է գտել Գ.Պ. Կալինինի և Ն.Ֆ.Բեֆանիի կողմից առաջարկված բանաձևերը (Бефани, Калинин, 1983):

Անձրևային հորդացումների կանխատեսման մեթոդիկաների մշակման ժամանակ, որպես ավազանի խոնավության ցուցանիշ օգտագործվում է ջրի մինչև հորդացումային ելքը: Դա այն բազիսային հոսքն է, որի վրա ձևավորվում է սպասվող հորդացումը, այսինքն որոշակի ժամանակում առավելագույն ելքը ձևավորվում է կանխատեսման թողարկման պահին գետում ջրի ելքի և կանխատեսման վաղօրոքության ընթացքում տեղումների միջոցով լրացուցիչ եկող ջրերի հաշվին (Шагинян, 1981):

Անհրաժեշտ է նշել, որ նշված գետերի հունիս-նոյեմբեր ամիսների բոլոր անձրևային հորդացումների մեծությունների և նախորդող տեղումների, օդի ջերմաստիճանի և ջրի էլքի միջև կապերը ցանկալի արդյունք չտվեցին, քանի որ տարբեր ամիսների անձրևային հորդացումների ձևավորման պայմանները տարբեր են, այսինքն միևնույն քանակությամբ անձրևները տարբեր ամիսների տարբեր մեծության էլքեր են առաջացնում:

Ելնելով դրանից, մեր կողմից, անձրևային հորդացումների կանխատեսման կապերը մշակվեցին տարբեր ամիսների համար առանձին:

Հունիս ամսվա անձրևային հորդացումների առավելագույն էլքերի կանխատեսում: Հունիս ամսին Կուրի ավազանին պատկանող գետերի ավազաններում ձնհալքը ավարտվում է և հաճախակի են դառնում անձրևները, որոնք այս ամսին կազմում են տարեկան տեղումների 15-20% :

Ստորև բերվում են Դեբեդ-Այրում, Աղստև-Իջևան դիտակետերի հունիս ամսվա անձրևային հորդացումների կանխատեսման մեր կողմից ստացված բազմագործոն կոռելյացիոն կապերը.

$$Q_{\text{VI դեբ. Այրում}} = -61,0 - 0,53Q_4 + 2,23Q_3 + 0,37 \sum X_{\text{I առ. 5}} + 0,76 \sum X_{\text{Sառ. 5}} + 0,20 \sum X_{\text{Առե. 3}} - 14,7 \bar{T}_{\text{I առ. 1}} + 37,8 \bar{T}_{\text{Առե. 4}} - 21,3 \bar{T}_{\text{Sառ. 4}}, \quad (2)$$

$$Q_{\text{VI Աղստ. Իջևան}} = 6,39 + 0,64Q_4 + 0,90Q_3 + 0,12 \sum X_{\text{Իջևան 3}} + 0,43 \sum X_{\text{Իջևան 3}} - 4,78 \bar{T}_{\text{Իջևան 3}} + 5,15 \bar{T}_{\text{Իջևան 3}}, \quad (3)$$

որտեղ՝ Q_4 և Q_3 -ը համապատասխանաբար առավելագույն էլքից չորս և երեք օր առաջվա միջին օրական էլքերն են, $\sum X$ -ը առավելագույն էլքից առաջ նախորդ օրերի մթնոլորտային տեղումների քանակի գումարն է, օրինակ $\sum X_1$ -ը նախորդ երեք օրերի տեղումների գումարն է, $\bar{T}$ -ն նախորդ օրերի միջին ջերմաստիճանն է, օրինակ $\bar{T}_3$ -ը նախորդ երեք օրերի միջին օրական ջերմաստիճանների միջին արժեքն է, ընդ որում առաջիկա երեք օրերի տեղումների քանակը և օդի ջերմաստիճանը կանխատեսվում է սինօպտիկական մեթոդով: Ընդունված նշանակումները նույնն են նաև կանխատեսումային մյուս կապերում:

Հուլիս-սեպտեմբեր ամիսների անձրևային հորդացումների առավելագույն էլքերի կանխատեսում: Հուլիս-սեպտեմբեր ամիսներին հաստատվում են օդի ջերմաստիճանի բավական բարձր արժեքներ և ցածր հարաբերական խոնավություն: Խոնավության պակասորդը, որը պայմանավորում է ցամաքից խոնավության գոլորշացման մեծացման, հանգեցնում է տեղումների պակասորդի, բնականաբար հոսքի գործակցի նվազման: Հուլիս-սեպտեմբեր ամիսների անձրևային հորդացումների կանխատեսման կապերն ունեն հետևյալ տեսքը.

Հուլիս

$$Q_{\text{VII դեբ. Այրում}} = -93,5 - 1,53Q_4 + 3,78Q_3 + 1,64 \sum X_{\text{I առ. 3}} - 0,11 \sum X_{\text{Sառ. 3}} - 15,1 \bar{T}_{\text{I առ. 3}} + 44,1 \bar{T}_{\text{Առե. 3}} - 25,5 \bar{T}_{\text{Sառ. 3}} \quad (4)$$

$$Q_{\text{VIII դատ-իջևն}} = 6,40 + 1,92Q_4 + 0,18Q_1 + 0,17\sum X_{\text{ԴԳԼՆ}_3} + 0,22\sum X_{\text{ԴԴԴԶ}_3} - 0,59\bar{T}_{\text{ԴԳԼՆ}_5} \quad (5)$$

Օգոստոս

$$Q_{\text{VIII դեք-Այրում}} = 36,0 - 0,73Q_4 + 2,56Q_3 + 1,27\sum X_{\text{ՎԼՈՆ}_5} - 0,69\sum X_{\text{ՏԱԴ}_2} + 1,58\bar{T}_{\text{ՎԼՈՆ}_4} - 12,9\bar{T}_{\text{ԱՄԼ}_1} + 9,38\bar{T}_{\text{ՏԱԴ}_4} \quad (6)$$

$$Q_{\text{VIII դատ-իջևն}} = 17,3 - 0,92Q_4 + 3,93Q_3 - 0,13\sum X_{\text{ԴԳԼՆ}_3} + 0,09\sum X_{\text{ԴԴԴԶ}_2} - 4,34\bar{T}_{\text{ԴԳԼՆ}_2} + 3,97\bar{T}_{\text{ԴԴԴԶ}_3} \quad (7)$$

Սեպտեմբեր

$$Q_{\text{IX դեք-Այրում}} = -2,78 - 5,79Q_4 + 7,41Q_3 + 0,59\sum X_{\text{ՎԼՈՆ}_5} + 0,30\sum X_{\text{ՏԱԴ}_3} - 3,27\bar{T}_{\text{ՎԼՈՆ}_5} + 3,63\bar{T}_{\text{ՏԱԴ}_4} \quad (8)$$

$$Q_{\text{IX դատ-իջևն}} = 0,06 - 4,67Q_4 + 6,34Q_3 + 0,25\sum X_{\text{ԴԴԴԶ}_3} + 0,01\bar{T}_{\text{ԴԴԴԶ}_1} \quad (9)$$

Հոկտեմբեր-նոյեմբեր ամիսների անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքերի կանխատեսում: Հոկտեմբեր ամսից նկատվում է ջերմաստիճանի զգալի նվազում, ավելանում է տևական անձրևների հաճախականությունը, որը նպաստում է հոսքի գործակցի մեծացմանը և թափված տեղումները զգալի հոսք են առաջացնում: Հոկտեմբեր-նոյեմբեր ամիսների զգալի անձրևային հորդացումներ դիտվել են հատկապես 1951, 1953, 1959, 1968, 1989, 2003, 2007 թթ.-ին, մասնավորապես 29/10/1959 թ. Դեբեդ գետի Այրում ջրաչափական դիտակետում դիտված անձրևային հորդացման առավելագույն ելքը 380 մ³/վրկ էր:

Ստորև տրվում են հոկտեմբեր և նոյեմբեր ամիսների, մեր կողմից ուսումնասիրված դիտակետերի, անձրևային հորդացումների կանխատեսման բազմագործոն ռեգրեսիոն կապերը:

Հոկտեմբեր

$$Q_{\text{X դեք-Այրում}} = -9,30 - 2,51Q_4 + 5,53Q_3 - 0,54\sum X_{\text{ՎԼՈՆ}_5} + 1,12\sum X_{\text{ԱՄԼ}_3} + 1,45X_{\text{ՏԱԴ}_1} - 7,03\bar{T}_{\text{ՎԼՈՆ}_3} - 6,64\bar{T}_{\text{ԱՄԼ}_1} + 14,1\bar{T}_{\text{ՏԱԴ}_1} \quad (10)$$

$$Q_{\text{XI դատ-իջևն}} = -0,95 + 0,91Q_4 + 0,81Q_3 + 0,07\sum X_{\text{ԴԳԼՆ}_4} + 0,18\sum X_{\text{ԴԴԴԶ}_4} + 0,40\bar{T}_{\text{ԴԳԼՆ}_2} - 0,61\bar{T}_{\text{ԴԴԴԶ}_1} \quad (11)$$

Նոյեմբեր

$$Q_{\text{XI դեք-Այրում}} = -23,7 - 2,03Q_4 + 3,52Q_3 - 0,90\sum X_{\text{ՎԼՈՆ}_1} + 0,51\sum X_{\text{ԱՄԼ}_4} + 0,77\sum X_{\text{ՏԱԴ}_3} + 3,56\bar{T}_{\text{ԱՄԼ}_3} \quad (12)$$

$$Q_{\text{XI դատ-իջևն}} = 2,54 - 3,12Q_4 + 4,88Q_3 + 0,19\sum X_{\text{ԴԳԼՆ}_2} + 0,18\sum X_{\text{ԴԴԴԶ}_4} - 0,36\bar{T}_{\text{ԴԴԴԶ}_1} \quad (13)$$

Աղյուսակում տրված է (2)-(13) հավասարումների վիճակագրական բնութագրիչները:

Դերեդ և Ադստև գետերի ամառ-աշնանային հորդացումների առավելագույն ելքերի կանխատեսման կապերի բնութագրիչները

Հավասարման համարը	Կոռելյացիայի գործակիցը, R	$\bar{S} / \bar{\sigma}$	Մեթոդի ապահովվածությունը, P, %
(2)	0,84	0,55	78
(3)	0,84	0,55	78
(4)	0,79	0,61	80
(5)	0,91	0,41	94
(6)	0,83	0,56	89
(7)	0,91	0,41	95
(8)	0,85	0,53	81
(9)	0,82	0,58	82
(10)	0,85	0,53	85
(11)	0,86	0,51	90
(12)	0,82	0,57	86
(13)	0,87	0,50	89

Աղյուսակի տվյալներից հետևում է, որ ստացված բոլոր հավասարումները բավարարում են կանխատեսման թողարկման համար անհրաժեշտ պայմանին (Наставление..., 1962):

Եզրակացություններ

1. Կատարված հետազոտություններից պարզվել է, որ անձրևային հորդացումների ձևավորման տեսակետից առավել կարևոր են օրական 10մմ և ավելի քանակությամբ անձրևները: Տեղումների նվազագույն քանակը, որն անհրաժեշտ է հոսքի ավելացման համար, կազմում է 10-15 մմ: Ուսումնասիրվող երկու ավազաններում էլ անձրևային հորդացումների մեծ մասը առաջանում է երեք օրվա ընթացքում 10-20 մմ քանակությամբ թափված տեղումներից:

2. Երբ ցուրտ մթնոլորտային ճակատի առաջնային և թիկունքային հատվածների միջև 850 մբ մակերևույթում ջերմաստիճանային տարբերությունները հասնում են 10-12°C և ավելին, ճնշման աճը ճակատի թիկունքում կազմում է 3-4 մբ/3ժ : 850 մբ, 700 մբ, 500 մբ մակերևույթներում ցողի կետի պակասորդների գումարը չի գերազանցում 10-15°C, 500 մբ մակերևույթում նրան համապատասխանում է խորը ցածր ճնշման լեզվակի առաջնային մաս, ՀՏ 500/1000 քարտեզի վրա իզոհիպսերի նկատելի խտացմամբ բարձր ճակատային գոտի, ապա կարելի է սպասել՝ հորդառատ տեղումներ 20-30 մմ/12ժ և ավելին քանակությամբ:

3. Եթե ժամը 3 : 00-ի քարտեզների վրա ցրտի օջախի կենտրոնը, կամ ցրտի լեզվակի առանցքը, ինչպես նաև բարձր ցիկլոնի կենտրոնը

կամ բարձր մակերևույթների ցածր ճնշման լեզվակի առանցքը գտնվում է կենտրոնական թուրքիայում, իսկ աերոլոգիական դիագրամայի վրա վիճակի գծի և ստրատիֆիկացիայի գծի շեղումը կազմում 2-3°C, ապա ցերեկը, օրվա երկրորդ կեսից կարելի է սպասել ամպրոպներ, հորդառատ տեղումներ և կարկուտ:

4. Զանի որ տարբեր ամիսների անձրևային հորդացումների ձևավորման պայմանները տարբեր են, այսինքն միևնույն քանակությամբ անձրևները տարբեր ամիսների տարբեր մեծության ելքեր են առաջացնում, ուստի անձրևային հորդացումների առավելագույն ելքերի կանխատեսման կապերը տարբեր ամիսների համար պետք է կազմվեն առանձին:

Աշխատանքը կատարված է Հայպետհիդրոմետ ՊՈԱԿ-ի ֆինանսավորման ծրագրի շրջանակներում:

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Չիլինգարյան Լ. Ա., Մնացականյան Բ. Պ., Աղաբաբյան Կ. Ա., Թոքմաջյան Հ. Վ. Հայաստանի գետերի և լճերի ջրագրությունը Երևան: Ագրոպրես, 2002, 49 էջ:
- Սուրենյան Գ. Հ., Թորոսյան Ա. Ս. Ներգանգվածային տեղումների առաջացման առանձնահատկությունները Արարատյան դաշտում: Աշխարհագր. գիտ. Հայաստանում: Երևան, 2006, էջ 195-202:
- Սուրենյան Գ. Հ., Խոյեցյան Ա. Վ. Հորդառատ տեղումների առաջացման աերոսինոպտիկական վերլուծությունը և կանխատեսման հնարավորությունները Հայաստանի Հանրապետությունում: ԵՊՀ Գիտական տեղեկագիր: Երևան, 2. 2008, էջ 137-144:
- Бефани Н.Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. Л.: Гидрометеониздат, 1977. 182 с.
- Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Л., Гидрометеониздат, 1983. 390 с.
- Гидрологические ежегодники м.2, вып. 3-5, Гидрометеониздат, 1955-2009.
- Наставление по службе прогноза, разд. 3, ч.1. Прогнозы режима вод суши. Л.: Гидрометеониздат, 1962, 193 с.
- Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. М.: Гидрометеониздат, 1963. 395 с.
- Шагинян М.В. Основные закономерности формирования элементов стока рек Армянской ССР и методика их прогнозирования. Л.: Гидрометеониздат, 1981. 176 с.

*Գրախոսողներ՝ Ռ. Տեր-Մինասյան,
Լ. Չիլինգարյան*

СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ И ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Л.В.Азизян, Г.Г.Суренян, А.Э.Мисакян

Резюме

Целью статьи является раскрытие синоптических условий в формировании дождевых паводков и связанных с ними закономерностей изменений условий метеорологических величин для рек бассейна Куры за июнь-ноябрь месяцы.

Изучение проводилось на примере рек Дебед и Агстев.

Изучение синоптических условий формирования наиболее значительных дождевых паводков, наблюдавшихся в бассейнах рек Дебед и Агстев в июне-ноябре 1955–2009 гг., показало, что 73% паводков обусловлено осадками внутримассового характера; прохождением холодных фронтов, связанных 9% с Азорским, 8% - Западноевропейским, 6% - Скандинавским антициклонами; 4% от влияния стационарного антициклона над Европейской территорией России.

Так как условия формирования дождевых паводков в разные месяцы различны, то есть одинаковые количества осадков в разные месяцы формируют расходы разных величин, поэтому прогностические зависимости максимальных расходов дождевых паводков составлялись для каждого месяца отдельно.

Получены многофакторные прогностические корреляционные связи для прогнозирования максимальных расходов дождевых паводков, которые удовлетворяют условиям, необходимым для выпуска прогноза ($\bar{S}/\bar{\sigma} < 0.80; R > 0.64$).

METEOROLOGICAL CONDITIONS LEADING TO FORMING OF MAXIMUM DISCHARGE AND FORECASTING OF FLASH FLOODS

L.V.Azizyan, G.H.Surenyan, A.E.Misakyan

Abstract

The purpose of this article is to reveal the meteorological conditions lead to forming of flash floods and the study of changes of meteorological parameters for the basin of Kura river during the period from June to November.

The case study has been carried out for Debed and Aghstev rivers.

The detailed analysis of synoptic conditions for the formation of most severe flash floods in the basins of Debed and Aghstev Rivers in June-November during the period of 1955-2009 showed that 73% of flash floods is formed under the influence of air-mass processes at microscale level; 9% of floods conditioned by the Azores cold air masses, 8% - European and 6% - by the Scandinavian anticyclones, 4% is conditioned by the stationary anticyclone over the European part of Russia.

Since the conditions of flash floods formation vary from month to month, i.e. same amount of rainfall received in different months may result in different volume of the water discharge, therefore the methodology for prediction of maximum discharge of flash floods in different months was specific for each month.

Multiple-factor correlations have been revealed for forecasting of the maximum discharge of flash floods, which correspond to the condition ($\bar{S}/\bar{\sigma} < 0.80; R > 0.64$) necessary for the issuing of the forecast.

ОБ ОДНОМ СПОСОБЕ РАСЧЕТА ЭФФЕКТИВНОЙ ВЯЗКОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

2010г. А.М. Давтян, Т.А. Григорян

*Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а Республика Армения
E-mail hakhLeon@sci.am
Поступила в редакцию 06.11.2009г.*

В работе дается оценка вязкости горных масс при уменьшении плотности и разрывообразовании в очаге. Закономерности деформирования в очаговой области сильного землетрясения в афтершоковой стадии существенны для понимания физики очага землетрясения и прогноза сейсмических событий. Доказано, что в очаговой области за счет уменьшения плотности горных масс и резкого увеличения скорости деформаций земной коры происходит резкое падение вязкости. В работе рассмотрен случай вертикальных движений горных масс.

При исследовании очагов обнаруживаем, что деформация масс и разрывообразование в очаге зависят не только от известных нам параметров (глубины, плотности). Есть еще одно очень важное свойство горных пород, которое надо изучать – это вязкость. Очень часто на практике встречаются ситуации, когда объект исследования либо недоступен для непосредственного исследования, либо проведение такого эксперимента обходится дорого. Примерами таковых могут служить эксперименты по изучению глубинных слоев Земли, на основе которых можно было бы прогнозировать месторождения полезных ископаемых, предсказывать время и место разрушительных землетрясений. Отметим, что глубина самых глубоких скважин не превышает 13 км, а средний радиус Земли – 6371 км. Таким образом, для непосредственных наблюдений колебаний Земли, вызванных землетрясениями, доступна лишь небольшая ее приповерхностная часть. При этом необходимо делать заключение о свойствах Земли (например, об изменении ее плотности с глубиной) по приповерхностным измерениям.

Основным источником информации о процессах, происходящих в очаге землетрясения, являются сейсмические волны. Однако, стремление изучать физические аспекты очаговой области землетрясения с использованием лишь информации, содержащейся в записях сейсмических волн, напоминает ситуацию, когда по инструментальным записям звуковых волн грома мы пытались бы разобраться в сущности природного явления грозы.

Подавляющее большинство землетрясений вызывают напряжения в земной коре и литосфере, которые проявляются в процессе различных движений в недрах Земли. Как правило, эти движения и деформации

ведут к возникновению движений и деформаций в поверхности Земной коры.

Естественно предположить, что самые крупные землетрясения, свойственные какому-либо району, дают наибольшую информацию о физическом и механическом состоянии данной области. Можно ожидать, что такие землетрясения связаны с крупными разрывами и разломами, которые достаточно хорошо изучены с точки зрения геологии. Последнее обстоятельство позволяет сопоставить данные о механизме очагов с данными геологии. Это не значит, конечно, что во всех случаях будет получено хорошее согласование между теми и другими данными, так как землетрясения в коре происходят до глубины 30-40 км и более, а геология имеет дело с относительно неглубокими структурами.

Следует отметить также, что снимаемые в очаге землетрясения напряжения, ориентацию которых получаем при определении механизма очага, не являются напряжениями в среде, так как вследствие неоднородности среды разрывы при землетрясениях происходят там, где ослаблена прочность пород, и не обязательно по плоскостям максимальных напряжений. Однако, чем сильнее землетрясение, тем, по-видимому, ближе касательные напряжения на плоскостях разрыва к максимальным касательным напряжениям в данном объеме среды.

Спусковым механизмом всех этих процессов, в основном, является процесс перехода от одного энерго-напряженного состояния равновесия вещества к другому. Горная порода, образующая литосферу Земли, не статична – она все время меняет свои свойства в процессе зарядки и разрядки энергии, поступающей извне, и обмена энергией, происходящего между ее отдельностями. В конкретной структурной обстановке силой, способной вызывать такие изменения, когда вязкое поведение горных пород начинает преобладать над их упругим поведением, является сила тяжести. Поскольку она постоянна, то можно полагать, что в момент землетрясения в очаговой области происходят процессы, понижающие прочностные свойства горных пород. Наиболее вероятным представляется, что при массовом разрывообразовании в очаговой области при главном землетрясении происходит уменьшение эффективной вязкости горных пород.

Цель работы – дать оценку вязкости горных масс, разупроченных разрывообразованием в очаге. Закономерности деформирования очаговой области сильного землетрясения в афтершоковой стадии существенны для понимания физики очага землетрясения и прогноза сейсмических событий. Напряжения и скорости деформаций для вязкодеформированных тел, как известно, связываются с помощью уравнения (Козачок, 2006)

$$\sigma_x = \sigma_{cp} + 2\eta \cdot (\dot{\epsilon}_x - \dot{\epsilon}_{cp}), \quad (1)$$

где σ – напряжение, ϵ – скорость деформации, η – вязкость.

Если допустить, что в процессе афтершоковых явлений деформиро-

вание разуплотненного объема происходит только под действием силы тяжести, то

$$\sigma_x = \sigma_y = -\nu \cdot \sigma_z, \quad \varepsilon_x = \varepsilon_y = -\nu \cdot \dot{\varepsilon}_z$$

где ν - коэффициент Пуассона (принимая $\nu = 1/2$).

В этом случае

$$\sigma_{\text{ср}} = (\sigma_z + \sigma_x + \sigma_y) / 3 = \sigma_z \cdot (1 - 2 \cdot \nu) / 3 \quad (2)$$

$$\dot{\varepsilon}_{\text{ср}} = \dot{\varepsilon}_x \cdot (1 - 2 \cdot \nu) / 3 \quad (3)$$

Подставляя (2) и (3) в (1), имеем

$$\sigma_z = 2 \cdot \eta \cdot \dot{\varepsilon}_z \quad (4)$$

Литостатическое давление на глубине равно

$$\sigma_z = -\rho \cdot g \cdot h, \quad (5)$$

где ρ - плотность горных пород, которую полагаем постоянной, g - ускорение свободного падения, h - глубина.

Подставляя (5) в (4), имеем

$$\eta = -\rho \cdot g \cdot h / (2 \cdot \dot{\varepsilon}_z) \quad (6)$$

Экспериментальные данные о механизмах очагов землетрясений позволяют получить оценки некоторых средних скоростей деформаций в объеме земной коры мощностью:

$$\bar{\dot{\varepsilon}}_z = -\frac{1}{H} \cdot \int_0^H \dot{\varepsilon}_z dh \quad (7)$$

Интегрируя (6) и подставляя значение из (7), получаем

$$\int_0^H \dot{\varepsilon}_z dh = \int_0^H \left(-\frac{\rho \cdot g \cdot h}{2\eta} \right) dh = -\frac{\rho \cdot g \cdot H^2}{4\eta}$$

$$\eta = \frac{\rho \cdot g \cdot H}{4} / \left(-\frac{1}{H} \int_0^H \dot{\varepsilon}_z dh \right) = \frac{\rho \cdot g \cdot H}{4 \bar{\dot{\varepsilon}}_z}$$

$$\eta = \frac{\rho \cdot g \cdot H}{4 \bar{\dot{\varepsilon}}_z}$$

$$\eta = \rho \cdot g \cdot H / (4 \cdot \bar{\dot{\varepsilon}}_z) \quad (8)$$

Средняя скорость деформаций Земной коры $\bar{\dot{\varepsilon}}_z = 4,1 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-1}$. Для оценки, мощность сейсмически активного слоя нами принята 20 км (Оганесян и др., 2008), средняя плотность горных пород $\rho = 2,5 \text{ г/см}^3$, $g = 10^3 \text{ см/с}^2$. В этом случае эффективная вязкость в очаговой зоне

$$\eta = \rho \cdot g \cdot H / (4 \cdot \dot{\epsilon}_z) = 2.5 \text{ г/см}^3 \cdot 10^3 \text{ см/с}^2 \cdot 2 \cdot 10^6 \text{ см} \cdot 1 / (4 \cdot 4.1) \cdot 10^{13} \text{ с} = 0.3 \cdot 10^{22} \text{ г/(с} \cdot \text{см)} =$$

$$= 0.3 \cdot 10^{22} \text{ г/(см} \cdot \text{с}^2) \cdot \text{с} = 0.3 \cdot 10^{15} \text{ МПа} \cdot \text{с} = 10^{21-22} \text{ Пз}.$$

(1 Пз = 1 г/(см·с), 1 Па = 1 Н/м² = 1 кг/(м·с²) = 10 г/(см·с²), 1 МПа = 10⁶ Па = 10⁷ г/(см·с²))
(Жарков, 1983).

Применим эти суждения для условий Армении. Среднюю плотность горных пород Армении примем $\rho = 2.7 \text{ г/см}^3$.

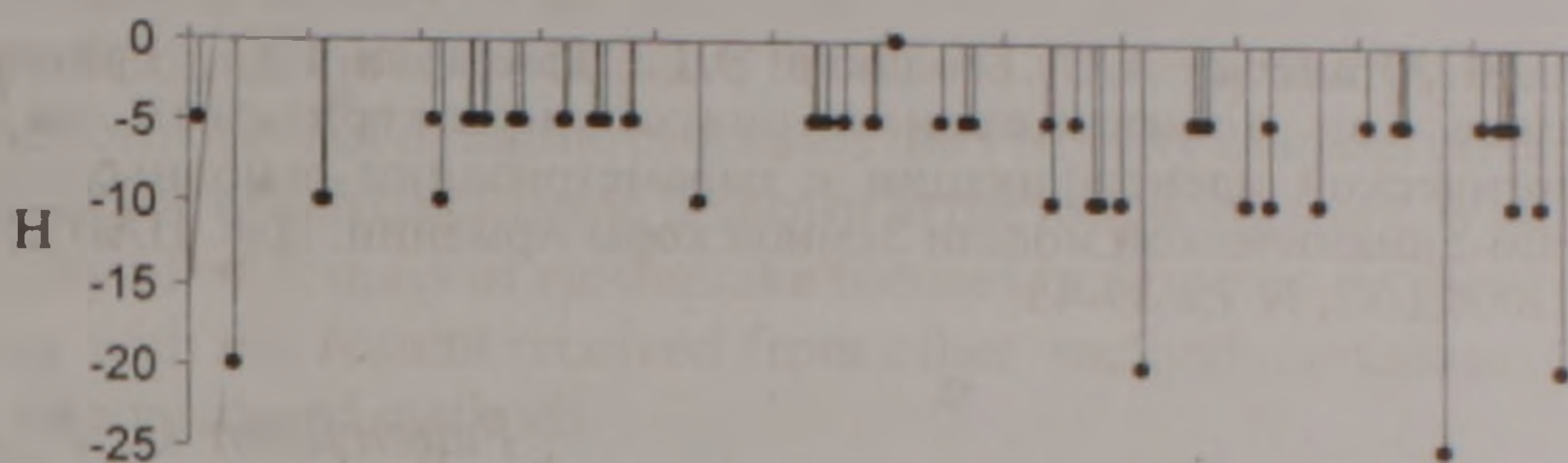


Рис. 1 Сейсмические события на территории Республики Армения в период 2008г.

Для глубин $H=5 \text{ км}$ и $H=10 \text{ км}$ подсчитаем эффективную вязкость горных пород в очаговой области:

для $H=5 \text{ км}$

$$\eta = \rho \cdot g \cdot H / (4 \cdot \dot{\epsilon}_z) = 2.7 \text{ г/см}^3 \cdot 10^3 \text{ см/с}^2 \cdot 5 \cdot 10^5 \text{ см} \cdot 1 / (4 \cdot 4.1) \cdot 10^{13} \text{ с} = 0.81 \cdot 10^{21} \text{ г/(с} \cdot \text{см)}$$

$$\eta = 0.81 \cdot 10^{21} \text{ Пз} = 0.81 \cdot 10^{14} \text{ МПа} \cdot \text{с}.$$

для $H=10 \text{ км}$

$$\eta = \rho \cdot g \cdot H / (4 \cdot \dot{\epsilon}_z) = 2.7 \text{ г/см}^3 \cdot 10^3 \text{ см/с}^2 \cdot 10^6 \text{ см} \cdot 1 / (4 \cdot 4.1) \cdot 10^{13} \text{ с} = 0.16 \cdot 10^{22} \text{ г/(с} \cdot \text{см)}$$

$$\eta = 0.16 \cdot 10^{22} \text{ Пз} = 0.16 \cdot 10^{15} \text{ МПа} \cdot \text{с}.$$

Несмотря на то, что оценки эффективной вязкости горных масс обусловлены уменьшением плотности, приемлемые реальные величины могут быть еще меньше (Кучай и др., 1978).

Следовательно, так как вязкость прямо пропорциональна плотности и обратно пропорциональна скорости деформации Земной коры, то при землетрясении в очаговой области за счет уменьшения плотности горных масс и резкого увеличения скорости деформации Земной коры соответственно происходит падение вязкости. Результаты расчетов вязкости вышеприведенным методом сопоставимы с результатами расчетов вязкости, произведенными другими методами, что в общем повышает степень достоверности рассматриваемых методов.

Работа выполнена в рамках базового финансирования Института геологических наук НАН РА.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Козачок А.А. Математические недоразумения при построении замкнутых классических уравнений динамики вязкой сжимаемой жидкости (уравнений Навье-Стокса).

Доклад на XI Международной конференции им. акад. Кравчука 18-20 мая 2006г. и на XI Международной конференции «Гидроаэромеханика в инженерной практике» 22-26 мая 2006 г., Киев, Украина. <http://a-kozachok1.narod.ru> 2006, с.4

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983, 190 с.

Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшинского надвига. Докл. АН СССР, 1978, т. 240, N 3, с.56-72

Оганесян С.М., Оганесян А.О., Геодакян Э.Г., Гаспарян Г.С., Григорян В.Г. Выделение зон возникновения очагов землетрясений на основе сейсмологической идентификации и параметризации основных элементов структурно-динамической модели Земной коры Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, LXI, N 1, с.39-43.

Рецензент С. Р. Месчян

ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՕՋԱԽԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒՄ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԷՖԵԿՏԻՎ ՄԱԾՈՒՑԻԿՈՒԹՅԱՆ ՀԱՇՎԱՐԿԻ ՄԻ ԵՂԱՆԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա.Մ.Դավթյան, Տ.Ա. Գրիգորյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխատանքում դիտարկվում է երկրաշարժերի օջախներում լեռնային զանգվածների մածուցիկության, խտության նվազման և խզումնա- առաջացման փոխադարձ կապը: Միաժամանակ, ցույց է տրվում, որ երկրաշարժի օջախում լեռնային զանգվածի խտության նվազման և երկրակեղևի դեֆորմացիայի արագության հետ կապված, տեղի է ունենում մածուցիկության կտրուկ անկում: Հետևաբար դինամիկ երևույթների առաջացման ժամանակ կարևոր գործոն կարող է հանդիսանալ նաև նյութի մածուցիկությունը, որի հաշվարկի եղանակներից մեկը բերվում է սույն աշխատանքում: Այս եղանակով հաշվարկվել է Հայաստանի օջախային գոտիների լեռնային ապարների մածուցիկությունը, որը համընկնելով այլ եղանակներով ստացված արդյունքների հետ, ընդ- հանուր առմամբ բարձրացնում է դիտարկվող մեթոդների հավաս- տիության աստիճանը:

ABOUT THE METHOD OF ESTIMATION OF EFFECTIVE VISCOSITY OF ROCKS IN EARTHQUAKE FOCUS

A.M.Davtyan, T.A.Grigoryan

A b s t r a c t

The article focuses the viscosity, reduction of thickness, reciprocal connection of breaks formation of rocks in the earthquake focus. At the same time, it shows that according to decrees of the thickness of rock mass and the increase of speed of crust's deformation in earthquake focus, the viscosity sharply decrees. Thus, during the formation of dynamic processes the viscosity of material can also be an important factor which calculation is shown in the following work. With this method the viscosity of rock mass of earthquake focuses in Armenia is calculated, which, coinciding with the results received from other methods, increases the level of validity of considered methods.

ԳՐԻԳՈՐ ՀՈՎՀԱՆՆԵՍԻ ՓԻՋՅԱՆ
(ծննդյան 90-ամյակին)



2009թ. լրացավ ճանաչված երկրաբան-երկրաքիմիկոս, Հայաստանի Պետական մրցանակի դափնեկիր, գիտության վաստակավոր գործիչ, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտոր, պրոֆեսոր Գրիգոր Հովհաննեսի Փիջյանի ծննդյան 90-ամյակը:

Գ. Փիջյանը ծնվել է 1919թ. սեպտեմբերի 1-ին, Թբիլիսիում, վախճանվել է 1998 թ.-ին, Գերմանիայում:

1937թ.-ին ընդունվել է Երևանի պետական համալսարանի Երկրաբանական ֆակուլտետը, ուր սովորել է մինչև 1941թ. մայիսը և նույն թվին զորակոչվել Սովետական բանակ: 1942թ. ավարտել է Թելավիի զինվորական ուսումնարանը և մեկնել ռազմաճակատ: Մասնակցել է Կովկասի պաշտպանության, Կուրսկ-Բելգորոդի, Ուկրաինայի ազատագրման, Դնեպրի գետանցման համար մղվող ճակատամարտերին, մի քանի անգամ վիրավորվել է: Մարտական սխրանքների համար պարգևատրվել է մի շարք շքանշաններով ու մեդալներով:

1946թ. զորացրվել է և շարունակել ուսումը ԵՊՀ Երկրաբանական ֆակուլտետում, ավարտել այն 1947 թ. ու անցել աշխատանքի ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում որպես կրտսեր գիտաշխատող:

Սկսած 1949թ. Գ. Փիջյանը զբաղվել է Հայաստանի մի շարք՝ Նոյեմբերյանի, Սևանի, Հրազդանի, Կապանի, Մեղրու շրջանների հանքավայրերի հետազոտությամբ, միաժամանակ հեռակա անցել է ասպիրանտական ուսուցում օգտակար հանաժոռների հանքավայրեր մասնագիտությամբ Լենինգրադի Լեռնային ինստիտուտում: 1951թ. նույն ինստիտուտում հաջողությամբ պաշտպանել է թեկնածուական ատենախոսությունը „Դաստակերտի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի հանքային դաշտի երկրաբանությունը” թեմայով:

1953-1955թթ. Գ. Փիջյանը համատեղությամբ դասավանդել է Երևանի Պոլիտեխնիկական ինստիտուտի Լեռնային ֆակուլտետում:

1959թ. Գ. Փիջյանը նշանակվում է Հայաստանի ԳԱ ԵԳԻ-ի նորաստեղծ Հազվագյուտ և ցրված տարրերի բաժնի վարիչ և այդ պաշտոնը վարել է մինչև 1988թ.: Նույն տարում նա ընտանիքով տեղափոխվում է մշտական բնակության Գերմանիա:

Գ. Փիջյանի գիտական ղեկավարությամբ և օգնությամբ բաժնում աճել և կայացել են երիտասարդ գիտնականներ՝ գիտության թեկնա-

ծուներ և դուկտորներ: Այդ տարիներին Գ. Փիջյանի ուսումնասիրությունների կենտրոնում եղել է պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի մանրակրկիտ հետազոտումը՝ նրանց երկրաբանությունը, կառուցվածքը, միներալոգիան, երկրաքիմիան: 1975թ. նրա հեղինակությամբ լույս է տեսնում „Հայաստանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի ֆորմացիան“ ծավալուն մենագրությունը, որը մինչ տպագրվելը, 1970թ. Լենինգրադի Լեոնային ինստիտուտում պաշտպանվել էր որպես դուկտորական ատենախոսություն:

1972թ. ակադեմիկոս Հ. Մադաքյանի և Գ. Փիջյանի ղեկավարությամբ լույս է տեսնում „Հազվագյուտ և ազնիվ տարրերը Հայկական ԽՍՀ հանքային ֆորմացիաներում“ կոլեկտիվ մենագրությունը, որը 1976թ. արժանացավ գիտության գծով Հայաստանի Պետական մրցանակի:

Գ. Փիջյանը հեղինակ և համահեղինակ է ավելի քան 100 գիտական հոդվածների, 5 մենագրությունների, մի շարք գիտական հաշվետվությունների և զեկուցագրերի:

Այդ աշխատություններից կարևորվում են "Հայկական ՍՍՀ երկրաբանությունը" բազմահատորի VI հատորը՝ "Մետաղային օգտակար հանածոներ" (1967), "Հայկական ՍՍՀ Արփա գետի ավազանի երկրաբանական կառուցվածքը և հանքաքերությունը" (1978), "Հայկական ԽՍՀ հանքային ֆորմացիաների միներալները" 2 հատորով (1984, 1986):

Գ. Փիջյանը բարեխիղճ և արդյունավետ աշխատանքի համար բազմիցս արժանացել է Հայաստանի Գերագույն Խորհրդի, Կառավարության և ԳԱ Նախագահության պարգևների և խրախուսանքների: Նրան շնորհվել է "Վաստակավոր երկրաբան" կոչումը: Գ. Փիջյանը գիտական աշխատանքը հաջողությամբ համատեղում էր մանկավարժական և հասարակական գործունեության հետ: Նա հանքավայրերի ծագման Միջազգային ասոցիացիայի (IAGOD) Կովկասյան սեկցիայի ղեկավարն էր, մի շարք գիտական խորհուրդների, ինչպես նաև պատերազմի վետերանների և այլ հասարակական կազմակերպությունների անդամ:

Գ. Փիջյանը մեծ հեղինակություն էր վայելում երկրաբանների և իրեն ճանաչողների շրջապատում: Նրա համեստ, աշխատասեր, բարի մարդու և ազնիվ քաղաքացու կերպարը միշտ վառ կմնա գործընկերների և աշակերտների հիշողության մեջ:

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական
գիտությունների ինստիտուտ,
ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր «Գիտություններ
Երկրի մասին» հանդեսի խմբագրություն

ԷԴՈՒԱՐԴ ԱՐԵԼԻ ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ (ծննդյան 90-ամյակին)



Լրացավ հայտնի երկրաբան-գիտնական, օգտակար հանածոների հանքավայրերի խոշոր մասնագետ, Հայաստանի Գիտությունների ակադեմիայի Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի Օգտակար հանածոների բաժնի երկարամյա ղեկավար, երկրաբանա - հանքաբանական գիտությունների դոկտոր, պրոֆեսոր Էդուարդ Արելի Խաչատրյանի ծննդյան 90-ամյակը:

Է. Խաչատրյանը ծնվել է 1920թ. Թբիլիսիում, վախճանվել է 1982 թ. Երևանում 1937թ. Է. Խաչատրյանը ընդունվել է Երևանի Պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետը, երրորդ կուրսից տեղափոխվել է Վրաստան ու շարունակել

ուսումը Թբիլիսիի Պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետում, որն ավարտել է 1941թ.-ին՝ ստանալով երկրաբանի մասնագիտություն:

1943թ.-ից նրա գիտական ուսումնասիրությունները սերտորեն կապված են եղել ՀՍՍՀ ԳԱ-ի Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի հետ, ուր անցել է կրտսեր գիտական աշխատողից մինչև ավագ գիտական աշխատողի ուղին, ինստիտուտի գիտական քարտուղար, իսկ 1957թ.-ից՝ Օգտակար հանածոների բաժնի վարիչ: Սյդ տարիներին նա ընդգրկվել է ակադեմիկոս Հ.Գ. Մաղաքյանի ղեկավարությամբ ինստիտուտում իրականացվող կարևոր գիտահետազոտական ծրագրերում՝ մասնակցելով ՀՍՍՀ-ի, Փոքր Կովկասի հանքառաջացման և մետաղագրյացման քարտեզների կազմման աշխատանքներին, ղեկավարել է ԵԳԻ երկրաբանա-երկրաֆիզիկական արշավախումբը: Համալիր ուսումնասիրություններ է կատարել Հյուսիսային և Կենտրոնական Հայաստանի Կողբի հանքային դաշտում և Աբովյանի շրջանի Կապուտանի երկաթի հանքավայրի տարածքում: Այստեղ նրա կողմից առաջին անգամ հայտնաբերվել է մագնիսական անոմալիա՝ կապված ապատիտ – մագնետիտային տիպի հանքայնացման հետ, դրական են գնահատվել նաև Հրազդանի երկաթի հանքավայրի հեռանկարները: 1953թ. Է. Խաչատրյանի կողմից հրատարակվել է “Հայկական ՍՍՀ երկաթի հանքավայրերի գենետիկական տիպերը և նրանց օգտագործման հեռանկարները” աշխատությունը:

1950թ. Մոսկվայում ՍՍՀՄ ԳԱ Երկրաբանական ինստիտուտում Է. Խաչատրյանը հաջողությամբ պաշտպանել է թեկնածուական ատենախոսությունը: 1953թ.-ին նրան շնորհվել է ավագ գիտական աշխատողի կոչում: Նրա հետագա ուսումնասիրությունների արդյունքներն ամ-

փոփված են իր կողմից և համահեղինակությամբ գրված մի շարք հրատարակումներում. “Հայկական ՍՍՀ օգտակար հանածոները”, 1963թ., “Հայկական ՍՍՀ երկրաբանությունը” VI հատոր, “Մետաղային օգտակար հանածոներ”, 1967թ., “Ալավերդու հանքային շրջանը (երկրաբանություն և հանքաբանություն)”, 1968թ., “Հայկական ՍՍՀ հանքային ֆորմացիաների միներալները”, 2 հատորով, 1984թ., 1986թ. և այլն:

Է. Խաչատրյանի հետագա երկու տասնամյակ տևած ուսումնասիրությունները նվիրված են եղել Հայաստանի հրաքարային (կոլչեդանային) մետաղային ֆորմացիաներին՝ Ալավերդու, Կապանի և Տանձուտի ծծմբահրաքարային, պղնձահրաքարային և հրաքարա-բազմամետաղային հանքավայրերին:

1970թ. Է. Խաչատրյանը պաշտպանել է դոկտորական ատենախոսություն, իսկ 1971թ. նրան շնորհվել է պրոֆեսորի կոչում: 1977թ. լույս է տեսել Է. Խաչատրյանի “Հայկական ՍՍՀ կոլչեդանային ֆորմացիայի հանքանյութերի միներալոգիան, գեոքիմիան և ծագումը” մենագրությունը, որում ամփոփված են հրաքարային հանքավայրերի ձևավորման պայմանները և նրանց սերտ կապը յուրայի և էոցենի հրաբխածին առաջացումների հետ: Այս աշխատությունում մանրամասնորեն վերլուծված է նաև հրաքարային հանքանյութերի միներալոգիական կազմը՝ պարագենետիկ զուգորդությունները և նրանցում հազվագյուտ և ցրված տարրերի կուտակման և տեղաբաշխման օրինաչափությունները:

Է. Խաչատրյանի ղեկավարությամբ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի Օգտակար հանածոների բաժնում պատրաստվել են բարձր որակավորում ունեցող երիտասարդ մասնագետներ, որոնք հաջողությամբ շարունակում են նրա գործը:

Է. Խաչատրյանը 80 գիտական աշխատությունների հեղինակ է, օգտակար հանածոների հանքավայրերի ծագման Միջազգային ասոցիացիայի (IAGOD) անդամ: Երկարամյա գիտական գործունեության համար նա պարգևատրվել է “Աշխատանքային խիզախության համար” մեդալով և Հայաստանի ԳԱ “Վաստակագիր” պատվոգրով: Իր հետազոտությունները նա հաջողությամբ համատեղում էր մանկավարժական և հասարակական գործունեության հետ, 1950-1952թթ. ընտրվել է շրջանային խորհրդի պատգամավոր, 1971 – 1975 թթ. եղել է Հայաստանի ԳԱ “Գիտություններ Երկրի մասին” հանդեսի պատասխանատու խմբագիր:

Մեծ գիտնականի, որն իր կյանքը նվիրեց հայրենական գիտությանը ծառայելուն, ազնիվ մարդու և քաղաքացու, բարի հիշատակը միշտ վառ կմնա գործընկերների և իրեն ճանաչողների հիշողություններում:

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական
գիտությունների ինստիտուտ.

ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր «Գիտություններ
Երկրի մասին» հանդեսի խմբագրություն