

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, Գ.Ռ. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ,
Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Ս.Մ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Խ.Բ. ՍԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ռ.Լ. ՍԵԼԲՈՆՅԱՆ,
Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Գ.Գ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

Ответственный редактор
Р.Т. ДЖРБАШЯН

Заместитель ответственного редактора
А.С. ФАРАМАЗЯН

Ответственный секретарь
Э.С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия

Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա.Ր. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ,
Ա.Տ. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Խ.Բ. ՄԵԼԻԿՍԵՏՅԱՆ, Ր.Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ, Ր.Տ. ՄԻՐԻԺՅԱՆՅԱՆ,
Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵՏՅԱՆ, Ս.Մ. ՈԳԱՆԵՅԱՆ, Օ.Ա. ՏԱՐԿԻՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ

Editor
R.T. JRBASHYAN

Deputy Editor
A.S. FARAMAZYAN

Executive Secretary
E.S. ROSTOMOVA

Editorial Board

Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Գ.Ր. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ,
Ս.Մ. ՈՎԿՆԱՆՅԱՆ, Ա.Տ. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Է.Մ. ԽԱՉԻՅԱՆ, Խ.Բ. ՄԵԼԻԿՍԵՏՅԱՆ,
Ր.Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ, Ր.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵՏՅԱՆ, Գ.Գ. ՏԱՐԿՅԱՆ

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

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Գ. Ա. Գաբրիելյանց. Նավթ – առասպելներ և իրականություն3

Ճ. Ա. Հայրապետյան. Վեդի գետի ավազանի պալեոգենի նստվածքային ապարների ստորաբաժանումն ըստ մանր ֆորմիների ֆերների (Արաքսի տեկտոնական գոնա)6

Գ. Մ. Ասատրյան. Նոր տվյալներ Վեդու օֆիոլիթային զոնայի Հրաբխանստվածքային ապարների Հասակի վերաբերյալ ըստ ռադիոլարիաների16

Ռ. Ա. Մանդալյան. Հայաստանի Հյուսիս-արևելյան մասի (Տավուշի մարզի) յուրայի Հասակի երկրաբանական ֆորմացիաները29

Թ. Ա. Ավագյան, Ռ. Տ. Զրբաշյան. Հայաստանի վերին պլիոցեն – չորրորդական Հասակի դիատոմիտային ավազաններ մուտք գործող սիլիկատների աղբյուրները և ձևերը44

Ա. Վ. Ավագյան. Ախտիվ խզվածքները և դրանց Հետ կապված սեյսմիկ վտանգը Վանաձորի իջույթում48

Հ. Մ. Մանանդյան. Ագարակի Հանքավայրի պղնձի և մոլիբդենի պարունակությունների դաշտերի կառուցվածքը58

Հ. Վ. Շահինյան, Տ. Լ. Հովհաննիսյան. Վարդենիսի լեռնաշղթայի ջրերի կազմի ձևավորման առանձնահատկությունները և Հիդրոերկրաբանական բնութագրերը64

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Հայ անվանի աշխարհագետ-քարտեզագետը: ՀԽՍՀ ԳԱ թղթակից-անդամ Ա.Բ. Բաղդասարյանի ծննդյան 90-ամյակին71

СОДЕРЖАНИЕ

Г.А. Габриелянц. Нефть – мифы и реальность3

Փ. А. Айрапетян. Зональное подразделение палеогеновых отложений бассейна реки Веди по мелким фораминиферам (Араксинская тектоническая зона)6

Г. М. Асатрян. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных отложений Ведийской офиолитовой зоны на основе комплекса радиоларий16

Ր. А. Мандалян. Юрские геологические формации северо-восточной Армении (Сомхето-Карабахская зона, Тавушский марз)29

Т. А. Авакян, Р.Т.Джрбашян. Источники кремнезема и формы его поступления в верхнеплиоцен-четвертичные диатомитоносные бассейны Армении44

А.В. Авагян. Активные разломы и сейсмическая опасность в Ванадзорской депрессии48

А. М. Манандян. Структура полей концентрации меди и молибдена Агаракского месторождения58

Г.В.Шагинян, Т.Л.Оганисян. Закономерности формирования состава и гидрогеохимическая характеристика вод Варденисского хребта (Армения)64

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Известный армянский географ-картограф. К 90-летию со дня рождения чл.-корр. АН Армении А.Б.Багдасаряна71

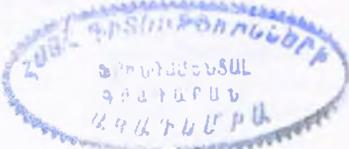


TABLE OF CONTENT

G. A. Gabrielyants. Oil—the myths and the reality	3
F. A. Hayrapetyan. The Paleogene zonation of the Vedi river basin (Araks tectonic zone) by small foraminifers	6
G. M. Asatryan. New data about the age of ophiolites in the Vedi zone on the basis of radiolarian assemblages	16
R. A. Mandalyan. The Jurassic geological formations of the north-east Armenia (Tavush marz)	29
T. A. Avakyan, R. T. Jrbashyan. Sources of silica and its forms transfer in upper pliocen-Quaternary diatomaceous basins of Armenia	44
A.V. Avagyan. Active faulting and related seismic hazard in the Vanadzor depression area	48
H. M. Manandyan. Structure of concentrations' fields of copper and molibdenium in Agarak mine	58
H.V. Shahinyan, T.L.Hovhannisyanyan. The structure formation peculiarities and hydrogeochemical characteristics of Vardenis mountain range waters	64

MEMORABLE DATES

A prominent Armenian Geographer and Cartography Expert. To the 90 th anniversary of A. B. Bagdassarian, Corresponding Member to the AS of the ArmSSR	71
---	----

НЕФТЬ – МИФЫ И РЕАЛЬНОСТЬ*

© 2009г. Г.А. Габриэлянц

Научно-техническая консультационная фирма "Геосервис"

117607, Москва, Мичуринский пр-т, 51, РФ,

E-mail: gabrigeo@mtu-net.ru

Поступила в редакцию 25.04.2009г.

Прошло 150 лет как пробурена первая скважина, давшая фонтан нефти.

Открыто более 35000 месторождений нефти. Извлечено из недр более 150 млрд. тонн нефти. Однако до сих пор многие теоретические положения по происхождению нефти, дальнейшей миграции и условиям формирования скоплений, о прогнозных объемах нефти, методике поисков и оптимальной разведке часто исключают друг друга, не имеют однозначных теоретических обоснований, часто строятся на гипотезах, но нередко опираются и на предания (myths), отражающие порой фантастические представления предшествующих и современных исследователей.

В прежние годы все было просто. Одна из точек зрения, поддерживаемая активным большинством, принималась как теоретически верная. На средства, выделенные из госбюджета, надо было, опираясь на принятую теоретическую концепцию, осуществлять геологоразведочный процесс. На современном этапе, когда резко возросла себестоимость работ, и в геологоразведку вкладываются собственные средства, возникает весьма остро поставленный вопрос: «Почему, если верны теория, методика и технология, из десяти дорогостоящих поисковых скважин продуктивны только три?».

Чтобы решить эту проблему необходимо развеять ряд «мифов», сдерживающих развитие методов эффективного ведения поисков и разведки нефтяных месторождений.

Миф первый - «Современная геологическая наука достоверно определила теорию происхождения нефти и условия миграции и формирования залежей нефти и газа». Учеными высказано несколько теорий и гипотез по данной проблеме – от достаточно хорошо теоретически обоснованных до мифических, а может быть и мистических. Например, в последние годы высказывается мнение, что запасы нефти отдельно взятой залежи по мере отбора нефти в процессе добычи пополняются из глубоких недр на современном этапе. На этом мистическом основании создается оптимистический настрой о неиссякаемости недр.

Уже длительные годы наиболее распространенной и общепризнанной теорией является «Теория органического происхождения», соглас-

но которой нефть образуется из рассеянного органического вещества при определенных термобарических условиях и затем, мигрируя через проницаемые породы, формируется в виде залежей в локальных ловушках. Хотя данная теория ее авторами и названа классической, у многих исследователей возникают многочисленные проблемы по объяснению деталей этой концепции. Осталось не доказанным: нефть образуется из органического вещества или она образуется в мантии Земли; каковы форма и механизмы миграции, на какие расстояния допустима горизонтальная дальняя миграция. Спорным остался механизм образования промышленных скоплений нефти. По всем этим вопросам существуют многочисленные противоречивые, а порой малоубедительные доводы как подтверждающие, так и опровергающие многие положения «классической теории».

Как геолог, около 50 лет занимающийся теорией и практикой поисков нефти и газа, я пришел к выводу, что теория происхождения и сохранения скоплений нефти применима главным образом для оценки прогнозируемых ресурсов осадочных бассейнов и обладает слабой предсказательной аргументацией при поисках локальных скоплений нефти. Анализ реальных уже открытых месторождений углеводородов указывает на преимущественное формирование крупных скоплений нефти под региональными и зональными нефтегазопорами в результате преимущественно вертикальной миграции в зоне глубинных разломов.

С моей точки зрения, наиболее полно современное обоснование образования залежей нефти сформулировано в работе О.Ю. Баталина и Н.Г. Вафиной «Конденсационная модель образования залежей нефти и газа» (2008). Предполагаемая авторами концепция базируется на рассмотрении фазовых превращений, происходящих при подеме флюидного потока. При достижении соответствующих термобарических условий происходит сепарация однофазного углеводородного потока на жидкую и газообразную фазы. Генезис потоков не является принципиальным. Допускается органическое, неорганическое, либо смешанное происхождение углеводородов. Важен исходный состав потока. Миграция потока проходит в однофазном – сверхкритичес-

*) Доклад на годичной сессии НАН Армении, апрель 2009 г. (Прим. ред.)

ком состоянии до его разделения на нефтяную и газовую среды. Таким образом, согласно авторам концепции – «...нефть в недрах не есть особая субстанция, она лишь часть компонентов восходящего флюида, обособившихся преимущественно в жидкую фазу при изменении температуры и давления».

Такая точка зрения существенно меняет методику поисков нефти, и это особенно важно для Армении. Мы еще не делали детального научного прогноза нефтегазоносности недр страны, опираясь на данную концепцию. Здесь важно будет осуществить комплексное детальное изучение глубоких региональных разломов и достаточно мощных нефтегазопоров. Важным элементом в процессе поисков может быть применение на раннем этапе исследования недр геохимических методов поисков, предлагаемых академиком С.В.Григоряном.

Миф второй - "Современная геологическая наука позволяет эффективно решать практические задачи поисков и разведки".

Проведенные эксперименты по математическому моделированию геологоразведочного процесса (Харбух, Лосовский) показали, что при случайном размещении скважин, эффективность поисковых работ оказывается даже более высокой», чем была достигнута в реальности при использовании современных научных методов. «Универсальная» рекомендация – геологически равномерная сетка разведочных скважин – скорее говорит о бессилии геологической науки, чем о ее совершенстве.

Беспомощность науки в решении практических задач порождает мнение, что поисково-разведочный процесс – это лотерея и ее эффективность мало зависит от знаний и опыта геолога. Харбух назвал поиски нефти «самой крупной на Земле рискованной игрой».

Необходимой предпосылкой повышения экономической эффективности геологоразведочных работ является создание на новой теоретической основе современных методов разведки.

В настоящее время реализуемый на практике подход к разведке основывается на одновариантном представлении модели, по оценкам экспертов являющейся наиболее предпочтительной. Местоположение очередной скважины базируется только на этой модели. Если в дальнейшем данная модель не подтверждается, часть пробуренных скважин является неоптимальной по отношению к новой модели.

Предлагается реализовать подход одновременного ведения альтернативных моделей, считая их равновероятными, пока не получены однозначные доказательства некорректности. Выбор местоположения очередной скважины должен определяться задачей получения информации, позволяющей максимально сузить круг возможных моделей и являющейся в то время необходимой для каждой из них.

Геологическую модель объекта исследования предлагается усилить введением следующих критериев проверки ее корректности: а) непротиворечивость отдельных элементов модели; б)

согласованность с геологической моделью объекта наиболее высокого уровня; в) причинно-следственная доказательность наблюдаемых характеристик модели; г) соответствие общепринятым геологическим «законам».

Резюмируя вышесказанное, предлагается в основу геологоразведочных работ положить следующие принципы: поливариантности, адаптивности, имитационного моделирования и системной согласованности модели.

Разведка в этом случае переводится на новый, более высокий уровень - продукцией будут являться комплексные, взаимоувязанные модели изучаемых объектов, на основе которых возможны решение прогнозных задач и оптимизация разведочных работ.

Результаты внедрения элементов такой системы и моделирования геологоразведочного процесса на реальных объектах указывают на возможность резкого повышения эффективности геологоразведочных работ.

Миф третий - "Применение математических методов на раннем этапе исследований существенно повышает эффективность геологоразведочных работ". К настоящему времени накоплен обширный материал по использованию математических методов в геологии, несомненно свидетельствующий о существенных достижениях. Однако настораживает формальное использование математических методов. Доступность ЭВМ, пакетов машинной обработки данных и прироста работы с ними усиливает негативный момент при бездумном его использовании. В любом геологическом исследовании присутствуют неформализуемые этапы.

Например, выбор модели объекта, выбор метода интерпретации и т.п.

Формально-математические методы не могут составить реальную альтернативу интуитивному использованию богатого человеческого опыта.

Один из возможных компромиссов – разработка и использование экспертных систем. Эти программы, возникшие в результате развития исследований в области искусственного интеллекта, позволяют в диалоге с геологом применить его опыт и интуицию в решении возникающих проблем.

Если рассматривать объект через призму большого числа классификационных параметров, то каждое месторождение (залежь) уникально, наличие прямой информации о нем достаточно для моделирования и его изучения. Вместе с тем при выделении главных классификационных параметров у изучаемого объекта всегда можно подобрать аналог. Указанное дает теоретическое основание для неформального переноса опыта разведки аналогично построенных объектов на изучаемый. В рамках предлагаемого нами модельного подхода данная процедура служит основой для имитации процесса разведки на созданных теоретических моделях и изученных природных объектах.

Указанный подход предопределяет разработку широкой гаммы теоретических моделей месторождений, банка природных резервуаров,

изученных на уровне эксплуатационного бурения и компьютерной технологии трансформации последних под каркас изучаемого объекта.

Указанный комплекс элементов системы в достаточной мере позволяет избежать при разведке ошибок, определяющихся незнанием накопленного опыта изучения объектов определенного класса.

Миф четвертый сформирован вокруг представлений о запасах и ресурсах углеводородного сырья. Одни исследователи указывают: «Запасов углеводородного сырья безгранично много, что определит в ближайшей перспективе умеренную ценовую политику», а другие придерживаются прямо противоположной точки зрения – «Запасы нефти ограничены, и мир ждет резкое повышение цен на нефть и энергетический кризис».

Как сводки с фронтов боевых действий ежедневно телевидение, газеты, Интернет передают противоречивые сведения о последствиях истощения запасов, о перспективах роста (падения) цен на нефть, о переговорах президентов государств – куда повернуть какой нефтепровод или газопровод.

Спекулятивный информационный нефтяной пузырь вырос до невероятных размеров. То что должно стать предметом обсуждения профессионалов в спокойной деловой обстановке обсуждается дилетантами.

Высказывания о том, что нефть скоро закончится, начались давно, пожалуй с второй половины 19 века, когда началась промышленная добыча нефти. За последующие годы в мире было обнаружено более 300 млрд. тонн нефти, но когда из недр планеты было извлечено более 100 миллиардов тонн нефти, не только специалисты, но и обыватели стали осознавать невозобновляемую природу углеводородных ресурсов. Первые оценки запасов и ресурсов углеводородов начались с середины 50-х годов. Наиболее полные оценки были составлены учеными к концу 20 столетия.

Необходимо отметить, что в связи с отсутствием общепризнанной методики оценки прогнозируемых углеводородных ресурсов разброс цифр мировых начальных запасов и ресурсов в недрах колеблется от 350 до 500 млрд. тонн. По последним оценкам российских ученых, эти ресурсы составляют около 500 млрд. тонн, а североамериканских ученых – 420 млрд. тонн. Из них отобрано и уже использовано порядка 150 млрд. тонн, разведаны, находятся в эксплуатации около 160 млрд. тонн. Оставшиеся 110-190 млрд. тонн прогнозных (спе-

кулятивных ресурсов) могут быть открыты на перспективных землях.

В ближайшей перспективе основным источником добычи должны оставаться разведанные запасы (160 млрд. т.). В последние годы среднегодовой уровень добычи нефти изменяется от 4,5 до 4,8 млрд. тонн.

Ожидается что мировая добыча в 2020 году составит 5,5 млрд. тонн. Отсюда вытекает достаточно простой, но весьма ответственный вывод, что экономически рентабельных разведанных запасов должно хватить примерно на 30 лет. К этому времени запасы большинства экономично эксплуатируемых гигантских месторождений будут истощены. Новые открытия будут связаны в основном с мелкими и средними по запасам месторождениями, либо с месторождениями труднодоступных районов или в шельфах арктических морей и зонах с очень большими глубинами морей, что, естественно, резко увеличит себестоимость подготовки запасов и ее добычи.

По мнению большинства ученых, уже начиная с 2030 года доля жидких углеводородов в мировом энергетическом балансе будет последовательно снижаться за счет создания и применения альтернативных возобновляемых источников энергии. Уже к 2050 году доля солнечной, ветровой, геотермальной, водородной и других возобновляемых источников энергии должна составить 24%, атомной энергии – 11%, гидроэнергетики – 6%. К 2090 году оценивается рост доли возобновляемых источников энергии до 50% при условии снижения доли жидких углеводородов до 11% и сохранения примерно на прежнем уровне доли атомной энергии и гидроэнергетики. Приведенные данные по научному обоснованию развития мировой энергетики указывают на то, что кончается нефтяная эра и 22 век должен стать веком стран, которые будут опираться не на мифы о неиссякаемых резервах нефти, а объективно оценят энергетический баланс и приступят к активной разработке научно-технологических решений по созданию экономически эффективных возобновляемых источников энергии, создадут благоприятную среду независимого экономического развития своих стран в экологически благоприятных условиях.

В условиях практически полного отсутствия углеводородного сырья активное развитие исследований по созданию возобновляемых источников энергии, экономически эффективных применительно к конкретным условиям Армении, является актуальной задачей ученых республики.

ЗОНАЛЬНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ ВЕДИ ПО МЕЛКИМ ФОРАМИНИФЕРАМ (АРАКСИНСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА)

© 2009г. Ф. А. Айрапетян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: hflora@yandex.ru
Поступила в редакцию 03.03.2009 г.

Приводятся результаты комплексных исследований планктонных и бентосных фораминифер палеогена окрестностей сел Шагап и Урцадзор (басс. р. Веди). На этой основе выделяются биостратиграфические зоны, которые сопоставляются с зонами нуммулитид (по С. М. Григорян и А.Е.Птухяну) и нанопланктона (по Н.Г. Музылеву). Уточнены возраста отделов и подразделов палеогеновых отложений бассейна р. Веди и некоторых районов.

В последние годы составляется геологическая карта масштаба 1:300000 для всей территории Армении, большую площадь которой занимают палеогеновые отложения. В этой связи и следует рассматривать практическое значение результатов проведенных исследований.

В строении Араксинской тектонической зоны преобладают осадочные – терригенные, карбонатные и эвапоритовые накопления девона, нижнего карбона, перми, триаса, юры, верхнего мела, палеогена и неогена. При этом мощности палеогеновых отложений в устойчиво-прогнутых, троговых частях морского бассейна составляют около 4,5 км, а в южных, шельфовых зонах гондванских блоковых поднятий – до 0,5 км (Асланян, 1958; Паффенгольц, 1979; Садоян, 1989). В бассейне р. Веди, в наиболее полных и характерных разрезах палеогеновых отложений, большим распространением пользуются породы терригенно-карбонатной флишевой субформации палеоцена-нижнего эоцена, карбонатно-терригенной флишевой - среднего-верхнего эоцена и нижнемолассовой формации верхнего эоцена-нижнего олигоцена. Для подзоны Урц-Вайоцдзорского антиклинария характерно присутствие терригенно-карбонатной и карбонатно-терригенной маломощных формаций палеогена, сформированных в шельфовой зоне, окаймлявшей палеозойские блоковые поднятия (Габриелян, 1964).

Фаунистически наиболее богатый разрез палеогена находится в южном крыле Урцадзорской (Котуцкой) антиклинальной складки и протягивается от склона горы Котуц (ядро антиклиналя) до северной окраины села Урцадзор. Зеленоватые и серые алевролиты, мергели, песчаные известняки и черные аргиллиты с туффитовым материалом арпинской свиты мощностью около 120м содержат многочисленные, но плохой сохранности планктонные фораминиферы зоны - *Acarinina bullbrooki*. Из них В.А.Крашенинниковым определены *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globigerina senii* (Beckm.), *G. posttriloculinoides* Chal., *G. pseudoeocaena* Subb., *G. eocaena* Guemb., *Pseudohastigerina micra* (Cole) и редкие *Globorotalia* (*Morozovella*) *aragonensis* (Nutt.). По данным Н.Г.Му-

зылева, обедненный нанопланктон в нижних слоях зеленовато-серых алевролитов свидетельствует о принадлежности его верхней части зоны *Discoaster subloadoensis*. Совместно с представленным индекс-видом встречаются *D.wemmelensis*, *Nannotetrina* sp., *Sphenolithus radians*, которые характеризуют верхнюю часть ипрского яруса. Из вышележащих желтоватых туфоаргиллитов и туфоалевролитов, чрезвычайно бедных мелкими фораминиферами, В.А.Крашенинниковым определены *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Globigerina frontosa* Subb., *G. pseudoeocaena* Subb., *Globigerapsis index* Finlay, соответственно зоне *Acarinina rotundimarginata*. В верхних слоях арпинской свиты с большим содержанием нанопланктона Н.Г.Музылевым определены - *Reticulofenestra umbilica*, *Discoaster barbadiensis*, *D. deflandrei*, *D. binodosus*, *Chiasmolithus grandis*. В целом желтоватые туфоаргиллиты и туфоалевролиты мощностью 170м определяются в пределах зон *Discoaster subloadoensis* - *Reticulofenestra umbilica* (Крашенинников и др., 1985). Стратиграфически выше чередуются голубовато-серые плотные мергели и коричневатые-серые известковистые песчаники азатекской свиты. В последних обильно развиты нуммулитиды *Nummulites ptukhiani* Z.Kacharava, *N. perforatus* (Montfort), *N. millicaput* Boubee (A), *N. striatus* (Bruguiere), *N. gizehensis* (Forskal), *Assilina spira* (Roissy), *Ass. exponens* (Sowerby) (определения С. М. Григорян). В них же нами выделены планктонные фораминиферы, соответствующие зоне *Hantkenina alabamensis* и бентосные фораминиферы - зоне *Cibicidoides landjaricum*- *Uvigerina costellata*.

Разрез Урцадзор

В данной статье приводятся результаты микрорепалеонтологических исследований планктонных и бентосных фораминифер верхней части Урцадзорского разреза, которая обнажена примерно в 1,5 км северо-восточнее с. Урцадзор, с охватом среднеэоценовых отложений азатекской свиты и верхнеэоценовых - зовашенской свиты (табл. 1 и 2). Разрез составлен совместно с

Распространение планктонных фораминифер в разрезе у с. Уриадзор

Система	П а л е о г е н о в а я	
	Средний эоцен	В е р х н и й э о ц е н
Подотдел		
Свита	Зовашенская	
Ярус	Приабовский	
Зоны по планктонным фораминиферам	H. alabamensis	Truncorotaloides
Зоны и подзоны по бентосным фораминиферам	Planulina costata	
Мощность (м)	130	
	100	
Литологический состав пород		
№ № образцов		
Планктонные фораминиферы		
Acarinina bullbrooki (Bolli)		
Acarinina rotundimarginata Subb.		
Truncorotaloides topilensis (Cushm.)		
Globigerina pseudovenezuelana Bann. et Blow		
Globigerina pseudoeocaena Subb.		
Globigerapsis tropicalis Blow et Bann.		
Globigerapsis index Finlay		
Subbotina eocaena (Guemb.)		
Globigerina subtriloculinoides Chal.		
Hantkenina alabamensis Cushm.		
Hantkenina longispina Cushm.		
Globigerinatheca barri Bronn.		
Globigerinella howei Bronn. et Blow		
Globorotalia pomeroli Toulm.		
Morozovella spinulosa Cushm.		
Pseudohastigerina micra (Cole)		
Globigerina galavisi Bern.		
Globigerapsis semiinvoluta (Keijz.)		
Globigerina corpulenta Subb.		
Globigerina eocaenica Terq.		
Globigerina aff. angiporoides Horn.		
Globorotalia cerroazulensis (Cole.)		
Hantkenina suprasuturalis Bronn.		
Cribohantkenina inflata (Howe.)		
Globigerina praebulloidis Blow		
Globigerina tripartita Koch		
Globigerina gortanii (Borsetti)		
Globigerina prasaepis Blow		
Globorotalia cocoaensis Cushm.		
Globigerina pseudoampliapertura Bolli		
Globigerina ouachitaensis Howe et Wall.		
Globigerina officinalis Subb.		

Примечание: Условные обозначения литологического состава см. табл. 1.

С. М. Григорян, образцы отбирались с интервалом 0,5 - 2,0 м, на границах различных отделов и подотделов проводилось послойное опробование.

1. Песчаники плотные темно-серого цвета, органические остатки не обнаружены. Мощность 0,2 м.

2. Алевролиты серого цвета. Из бентосных фораминифер встречаются *Vulvulina haeringensis* (Guemb.), *Karrieriella tutkowskii* A. et K. Furs., *Vaginulinopsis cumulicostata* (Guemb.), *Robulus limbosus* (Reuss), *Gyroidinoides soldanii* (Orb.), *Oridorsalis praeumbonatus* (Mjatl.), *Brotzenella acuta* (Plumm.), *Falsoplanulina ammophila* (Guemb.), *Heterolepa eocaena* (Guemb.), *Cibicidina westi* (Howe), *Cibicidoides sulzensis* (Herrmann), *C. cribrus* (A. et K. Furs.), *C. landjaricum Hajrapetjan*, *C. ungerianus* (Cushm.), *Uvigerina costellata* Moroz., *U. spinicostata* Cushm. et Jarvis, *Pullenia quinqueloba* (Reuss). Встречаются единичные планктонные фораминиферы. Мощность 1,0 м.

3. Песчаники плотные, темно-серого цвета, органические остатки не обнаружены. Мощность 0,3 м.

4. Алевролиты серого цвета. В них встречается тот же комплекс бентосных фораминифер, при этом обогащается комплекс планктонных фораминифер соответственно зоне *Hantkenina alabamensis* - *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Truncorotaloides topilensis* (Cushm.), *Globigerina pseudovenezuelana* Bann. et Blow, *G. pseudoeocaena* Subb., *G. subtriloculinoides* Chal., *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann., *Globigerapsis index* Finlay, *Subbotina eocaena* (Guemb.), *Globigerinella howei* Bann. et Blow, *Hantkenina alabamensis* Cushm., *H. longispina* Cushm., *Globigerinatheca barri* Bronn., *Globorotalia pomeroli* Toulm. Мощность 15,0 м.

5. Песчаники плотные, темно-серого цвета. В них органические остатки не обнаружены. Мощность 0,3 м.

Зона по планктонным фораминиферам
Truncorotaloides rohri

6. Алевролиты светло-серого цвета. Большие изменения в комплексе бентосных фораминифер не наблюдаются, однако появляются таксоны -

Ammodiscus incertus Orb., *Marginulina indifferens* Hantk., *Fissurina orbignyana* (Sequenza), *Valvulineria inflata* Sahak.-Gez., *Cibicidoides micrus* Berm., *C. grimsdalei* Nutt., *Anomalinoides affinis* (Hantk.), *Anomalina granosa* (Hantk.), *Globobulimina ovata* (Orb.), *Grommostomum nobile* (Hantk.), *Loxostomoides millepunctatus* (Tutkow.), *Globocassidulina globosa* (Hantk.) и в верхних слоях единично встречается вид - *Queraltina epistomarina* Marie. Меняется комплекс планктонных фораминифер, исчезают представители рода *Hantkenina*, часто встречаются следующие виды - *Truncorotaloides topilensis* (Cushm.), *Globigerina pseudovenezuelana* Bann. et Blow, *G. pseudoeoacena* Subb., *G. subtriloculinoides* Chal., *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann., *Globigerapsis index* Finlay, *Subbotina eoacena* (Guemb.), и малочисленны *Truncorotaloides aff. rohri* Bronn. et Berm., *Globigerinita howei* Bann. et Blow, *Globorotalia pomeroli* Toulm., *G. renzi* Bolli, *Morozovella spinulosa* (Cushm.). Этот комплекс соответствует зоне *Truncorotaloides rohri*. Мощность 20,0 м.

7. Песчаники среднезернистые светло-желтого цвета. Органические остатки не обнаружены. Мощность 0,2 м.

8. Алевролиты серого цвета, органические остатки не обнаружены. Мощность 5,0 м.

Представленные отложения азатекской свиты определяются по общему комплексу бентосных и планктонных фораминифер и соответствуют бартонскому ярусу среднего эоцена. Между средним и верхним эоценом задерновано около 50 м.

Зовашенская свита

Зона по планктонным фораминиферам *Globigerapsis semiinvoluta*

Подзона по бентосным фораминиферам *Cibicidoides truncatus*.

9. Песчаники рассланцованные серого цвета с крупными фораминиферами. Мощность 0,5 м.

10. Алевролиты серого цвета, в которых обильно встречаются бентосные фораминиферы хорошей сохранности и соответствуют подзоне *Cibicidoides truncatus*. Кроме индекс-вида *Cibicidoides truncatus* (Guemb.) в них встречаются также другие представители из аномалинид *Cibicidoides micrus* Berm., *C. grimsdalei* Nutt., *C. biumbonopsis* (A. et K. Furs.), *C. cribrosus* (A. et K. Furs.), *C. ungerianus* (Cushm.), *Anomalinoides affinis* (Hantk.), *A. granosa* (Hantk.), *Heterolepa eoacena* (Guemb.), *Falsoplanulina ammophila* (Guemb.), *Planulina costata* (Hantk.) По планктонным фораминиферам эти алевролиты соответствуют зоне *Globigerapsis semiinvoluta* и характерны следующими таксонами - *Globorotalia ceroazulensis ceroazulensis* (Cole), *G. pseudobulloidis* (Plumm.), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Globigerapsis semiinvoluta* (Keijz.), *G. index* Finlay, *Globigerina galavisi* Berm., *G. corpulenta* Subb., *G. eoacena* Terq., *G. aff. angiporoides* Horn., *G. prasaepis* Blow. Мощность 1,5 м.

11. Известняки песчанистые серого цвета с крупными фораминиферами и преобладанием вида *Nummulites millicaput* Boubee. Они, по данным С.М. Григорян, соответствуют горизонту - *Nummulites millicaput*. Мощность 1,2 м.

12. Алевролиты серого цвета, в них встречается обильный комплекс бентосных фораминифер - *Ammodiscus incertus* Orb., *Valvulineria haeringensis* (Guemb.), *Textularia dibolensis* Cushm. et Applin, *Dorothia traubi* (Hagn), *Karrerella siphonella* (Reuss), *K. tutkowskii* A. et K. Furs., *Cylindroclavulina cylindrica* (Hantk.), *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Nodosaria latejugata* Guemb., *N. bacillum* DeFr., *Dentalina inornata* Orb., *Vaginulinopsis cumulicostata* (Guemb.), *Robulus limbosus* (Reuss), *R. roemeri* (Reuss), *Marginulina indifferens* Hantk., *Fissurina orbignyana* Sequenza, *Valvulineria inflata* Sahak.-Gez., *Gyroidinoides soldanii* (Orb.), *Oridorsalis praeumbonatus* (Mjatl.), *Brotzenella acuta* (Plumm.), *Cibicidoides cribrosus* (A. et K. Furs.), *Cibicidoides ungerianus* (Cushm.), *C. micrus* Berm., *C. grimsdalei* Nutt., *C. truncatus* (Guemb.), *Planulina costata* (Hantk.), *Falsoplanulina ammophila* (Guemb.), *Anomalinoides affinis* (Hantk.), *Queraltina epistomarina* Marie, *Haeglundina* sp., *Globobulimina ovata* (Orb.), *Uvigerina costellata* Moroz., *U. spinicostata* Cushm. et Jarvis, *Loxostomoides millepunctatus* (Tutkow.), *Bolivina antegressa angulata* Sahak.-Gezal., *Grommostomum nobile* (Hantk.), *Globocassidulina globosa* (Hantk.), *Chilostomeloides affinis* Chal., *Pullenia quinqueloba* (Reuss). Из планктонных фораминифер встречаются следующие формы хорошей сохранности - *Globorotalia ceroazulensis ceroazulensis* (Cole), *G. pseudobulloidis* (Plumm.), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Globigerapsis semiinvoluta* (Keijz.), *G. index* Finlay, *Globigerina galavisi* Berm., *G. corpulenta* Subb., *G. eoacena* Terq., *G. aff. angiporoides* Horn., *G. prasaepis* Blow. Мощность 50 м.

13. Песчаники плотные, мелкозернистые серого цвета. В них органические остатки не обнаружены. Мощность 1,0 м.

14. Алевролиты серого цвета, в них обильно встречаются виды бентосных фораминифер, которые найдены в предыдущих отложениях и обнаружены впервые - *Cylindroclavulina cylindrica* (Hantk.), *Globulina gibba* Orb., *Oridorsalis schreibersi* (Orb.), *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Ellipsoglandulina multicostata* (Gall. et Morr.), *Alabamina almaensis* (Sam.), *Robulus laticostatus* (Tutkow.), *Marginulina boehmi* (Reuss), *Bulimina aksuatica* Moroz., *Saraceneria arcuata* Orb., *Quinqueloculina imperialis* Hanna et Hanna, а из планктонных фораминифер также впервые обнаружены - *Hantkenina supracaturalis* Bronn., *Gribrorhantkenina inflata* (Howe). Мощность 6,0 м.

Далее разрез на расстоянии 100 м задернован.

15. Алевролиты серого цвета. Встречается обильный комплекс бентосных фораминифер из предыдущих отложений, однако из представителей аномалинид исчезают *Brotzenella acuta* (Plumm.), *Cibicidoides cribrosus* (A. et K. Furs.), *C. micrus* Berm., *C. grimsdalei* Nutt., *C. truncatus* (Guemb.) и вид *Queraltina epistomarina* Marie.

Здесь уменьшаются по размеру и по количеству *Falsoplanulina ammophila* (Guemb.), *Anomalinoidea affinis* (Hantk.) и *A. granosa* (Hantk.). Из других родов бентосных фораминифер впервые установлены - *Marginulinopsis fragaria* (Guemb.), *Robulus inornatus* (Orb.), *R. laticostatus* (Tutkow.), *Guttulina problema* Orb., *Siphonodosaria annulifera* (Cushm. et Berm.), *Asterigerina ventriconvexa* Sahak.-Gez., *Rotalia triangulicamerata* Sahak.-Gez., *Pararotalia audouini* (Orb.), *Frondicularia budensis* Hantk., *Bulimina midwayensis* Plumm., *B. sculptilis* Cushm., *Spiroplectamina aff. carinata* (Orb.), *Grommostomum nobilis-gracilis* (переходный вид), *Siphonina* sp. Планктонные фораминиферы не меняют состава. Мощность 5,0 м.

16. Песчаники мелкозернистые, плотные, серого цвета, с крупными фораминиферами. Мощность 0,3 м.

17. Алевролиты серого цвета, в них органические остатки не обнаружены. Мощность 4,0 м.

18. Песчаники плотные, мелкозернистые, серого цвета. Органические остатки не обнаружены. Мощность 0,5 м.

Далее разрез на расстоянии 150 м задержан.

19. Песчаники плотные, мелкозернистые, серого цвета, органические остатки не обнаружены. Мощность 0,3 м.

20. Алевролиты серого цвета, в них продолжает встречаться большинство видов мелких фораминифер из предыдущих отложений. Мощность 10,0 м.

21. Песчаники мелкозернистые, плотные, серого цвета, органические остатки не обнаружены. Мощность 2,0 м.

Подзона по бентосным фораминиферам *Heterolepa pygmaea*

22. Алевролиты серого цвета, соответствуют подзоне *Heterolepa pygmaea* по бентосным фораминиферам. Здесь впервые указанный вид сопровождается очень многими другими видами бентосных фораминифер хорошей сохранности - *Ammodiscus incertus* Orb., *Textularia dibolensis* Cushm. et Applin, *Dorothia traubi* (Hagn), *Karrerella siphonella* (Reuss), *K. tutkowskii* A. et K. Furs., *Plectina dalmatina* (Schubert), *Cylindroclavulina cylindrica* (Hantk.), *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Frondicularia budensis* Hantk., *Nodosaria latejugata* Guemb., *N. bacillum* DeFr., *Dentalina inornata* Orb., *Vaginulinopsis cumulicostata* (Guemb.), *Robulus inornatus* (Orb.), *R. cassis* (Fichtel et Moll), *R. grodnensis* A. et K. Furs., *R. limbosus* (Reuss), *R. roemeri* (Reuss), *R. laticostatus* (Tutkow.), *Marginulina boehmi* (Reuss), *Marginulinopsis fragaria* (Guemb.), *Fissurina orbignyana* Sequenza, *Valvulinaria inflata* Sahak.-Gez., *Gyroidinoides soldanii* (Orb.), *Oridorsalis praeumbonatus* (Mjatl.), *Or. schreibersi* (Orb.), *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Cibicidoides ungerianus* (Cushm.), *Planulina costata* (Hantk.), *Falsoplanulina ammophila* (Guemb.), *Haeglundina* sp., *Globobulimina ovata* (Orb.), *Bulimina sculptilis* Cushm., *Uvigerina costellata* Moroz., *U. spinicostata* Cushm. et Jarvis, *Loxostomoides millepunctatus* (Tutkow.), *Bolivina antegressa angulata* Sahak-

Gezal., *Globocassidulina globosa* (Hantk.), *Pullenia quinqueloba* (Reuss). Из бентосных фораминифер определено еще много других видов, среди которых следует отметить *Spiroplectamina aff. carinata* (Orb.), *Grommostomum nobilis-gracilis*, *Uvigerina hispida* Schwag., *Fursenkoina dibollensis* (Cushm. et Applin), *Caucasinella elongata* (Orb.), *Candella labrum* (Subb.), *Lagena striata* (Orb.), *Heterolepa pygmaea* (Hantk.), *Valvulinaria erivanensis* Sahak.-Gez., *Bulimina truncana* Guemb., *Lagena isabella* (Orb.), *Frondicularia tenuissima* (Hantk.), *Cibicidoides oligocenicus* (Sam.), *Bolivina antegressa interposita* Sahak.-Gez., *B. denticulata* Bandy, *B. budensis* (Hantk.). Из планктонных фораминифер встречаются - *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole), *G. centralis* Cushm. et Berm., *G. pseudobulloides* (Plumm.), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Globigerapsis semiinvoluta* (Keijz.), *G. index* Finlay, *Globigerina galavisi* Berm., *G. corpulenta* Subb., *G. eocaenica* Terq., *G. aff. angiporoides* Horn., *G. prasaepis* Blow., *G. pseudoeocaena* Subb. Мощность 11,0 м. Далее разрез на расстоянии 150 м задержан.

Зона по планктонным фораминиферам *Globorotalia cocoaensis*

23. Песчаники мелкозернистые, плотные, серого цвета. Органические остатки не обнаружены. Мощность 2,0 м.

24. Глины комковатые, известковистые, гипсоносные, темно-серого цвета, в них встречаются многочисленные бентосные фораминиферы, среди которых появляются таксоны - *Vaginulinopsis decorata* (Reuss), *Frondicularia tenuissima* (Hantk.), *Saracenaria arcuata* Orb., *Valvulinaria erivanensis* Sahak.-Gez., *Lagena isabella* (Orb.), *L. striata* (Orb.), *Ellipsoglandulina multicostata* (Gall. et Morr.), *Heterolepa pygmaea* (Hantk.), *Cibicidoides oligocenicus* (Sam.), *Bulimina truncana* Guemb., *Caucasinella elongata* (Orb.), *Grommostomum nobilis-gracilis*, *Pullenia bulloides* (Orb.). Из планктонных фораминифер встречается индекс-вид *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* Cushm., с которым совместно продолжают существовать *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Globigerina galavisi* Berm., *G. corpulenta* Subb., *G. tripartita* Koch, *G. eocaenica* Terq., *G. prasaepis* Blow, *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole), *G. pseudobulloides* (Plumm.). Мощность 8,0 м.

25. Песчаники крупнозернистые желтовато-серого цвета. Органические остатки не обнаружены. Мощность 1,5 м.

26. Глины комковатые, известковистые, темно-серого цвета, в них продолжает существовать большинство бентосных фораминифер из предыдущих слоев, особенно часто встречаются роды - *Karrerella*, *Lagena*, *Nodosaria*, *Globulina*, *Oridorsalis*, *Gyroidinoides*, *Cibicidinoides*, *Heterolepa*, *Uvigerina*, *Bulimina*, *Caucasinella*, *Globobulimina*, *Grommostomum*, *Bulimina*, *Pullenia* и др. Планктонные фораминиферы также многочисленны и хорошей сохранности. Мощность 15 м.

Далее разрез на расстоянии около 40 м задернован.

27. Глины комковатые, известковистые, темно-серого цвета, в них часто встречаются бентосные фораминиферы - *Ammodiscus incertus* Orb., *Spiroplectammina* aff. *carinata* (Orb.), *Dorothia traubi* (Hagn), *Karreriella siphonella* (Reuss), *K. tutkowskii* A. et K. Furs., *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Fronicularia budensis* Hantk., *F. tenuissima* (Hantk.), *Nodosaria latejugata* Guemb., *N. bacillum* Deufr., *Dentalina inornata* Orb., *Lagena isabella* (Orb.), *L. striata* (Orb.), *Vaginulinopsis cumulicostata* (Guemb.), *Saracenaria arcuata* Orb., *Marginulina boehmi* (Reuss), *Marginulinopsis fragaria* (Guemb.), *Globulina gibba* Orb., *Ellipsoglandulina multicostata* (Gall. et Morr.), *Fissurina orbignyana* Sequenza, *Valvulineria inflata* Sahak.-Gez., *V. erevanensis* Sahak.-Gez., *Gyroidinoides soldanii* (Orb.), *Alabamina almaensis* (Sam.), *Oridorsalis praeumbonatus* (Mjatl.), *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *H. pygmea* (Hantk.), *Cibicoides biumbonatus* (A. et K. Furs.), *C. oligocenicus* (Sam.), *C. ungerianus* (Cushm.), *Planulina costata* (Hantk.), *Falsoplanulina ammophila* (Guemb.), *Haeglundina* sp., *Globobulimina ovata* (Orb.), *Bulimina sculptilis* Cushm., *Bulimina truncana* Guemb., *Caucasinella elongata* (Orb.), *Uvigerina costellata* Moroz., *U. hispida* Schwag., *U. spinicostata* Cushm. et Jarvis, *Loxostomoides millepunctatus* (Tutkow), *Candella labrum* (Subb.), *Bolivina antegressa dentata* Sahak.-Gezal., *B. budensis* (Hantk.), *B. denticulata* Bandy, *B. microlancetiformis* Subb., *Fursenkoina dibollensis* (Cushm. et Applin), *Grommostomum nobilis* (Hantk.), *Grommostomum nobilis-gracilis*, *Globocassidulina globosa* (Hantk.), *Pullenia quinqueloba* (Reuss). Из планктонных фораминифер появляются виды, среди которых следует отметить *Globigerina pseudoampliapertura* Blow et Bann., *G. officinalis* Subb., *G. tripartita* Koch, *Globorotalia opima nana* Bolli, *G. permicra* Blow et Bann., одновременно продолжают свое существование *Globorotalia cerroazulensis* *cerroazulensis* (Cole), *G. cerroazulensis cocoaensis* Cushm. Мощность 60 м. Эти отложения по составу общих мелких фораминифер принадлежат верхней части приабонского яруса. Олигоценные отложения в районе р. Веди отсутствуют.

Разрез у с. Шагап

Отложения палеогена развиты по северному склону Урцкого хребта, протягиваясь от монастыря Сурб-Карапет до с. Шагап. Здесь обнажены известняки и терригенные отложения нижнего, среднего, верхнего эоцена и олигоцена, которые несогласно залегают на известняках перми.

Разрез составлен совместно с С.М. Григорян на северо-западном крыле шагапской синклинальной складки (примерно в 1,5 км западнее с. Шагап). Здесь на среднеэоценовых отложениях азатекской свиты согласно залегают верхнеэоценовые отложения, которые составляют верхнюю часть зовашенской свиты (Габриелян, 1964) и сопоставляются с верхней — эоценовой частью

зовашенской свиты, установленной нами (Айрапетян, 2001).

Расположенные выше светло-серые алевролиты зовашенской свиты содержат богатый комплекс бентосных фораминифер соответственно зоне *Cibicoides truncatus* и сопоставляются с зоной *Globigerapsis semiinvoluta* по планктонным фораминиферам, которые также богаты и многочисленны, хорошей сохранности. Здесь продолжают свое существование виды нижележащих слоев наряду с *Globigerina tripartita* Koch, *Hantkenina alabamensis* Cushm., *H. liebuseri* Shokhina, *H. supracuturalis* Bronn., *Gribohantkenina inflata* (Howe). Внутри алевролитов на расстоянии 0,3 м протягиваются маломощные желтовато-серые песчаные органогенные известняки, с крупными фораминиферами горизонта *Nummulites millecaput*. Общая мощность алевролитов составляет приблизительно 100 м. Вышележащие серые известковистые, комковатые глины мощностью около 50 м содержат богатый комплекс бентосных фораминифер, по которым нами выделяется подзона *Heterolepa pygmea*, в которой впервые обнаружен вид *Heterolepa pygmea* (Hantk.) из семейства аномалинид, тогда как многие другие виды этого семейства (*Brotzenella acuta* (Plumm.), *Cibicoides cribrosus* (A. et K. Furs.), *C. micrus* Berm., *C. grimsdalei* Nutt.) и вид *Queraltina epistomarina* Marie исчезают. Особенно часто встречаются представители родов — *Siphonodosaria*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Robulus*, *Lagena*, *Alabamina*, *Gyroidinoides*, *Oridorsalis*, *Heterolepa*, *Planulina*, *Globobulimina*, *Bulimina*, *Uvigerina*, *Loxostomoides*, *Bolivina*, *Pullenia*. Появляются виды *Rotalia triangulicamerata* Sahak.-Gezal, *Saracenaria arcuata* Orb., *Vaginulina decoratanopsis* (Reuss), *Lagena isabella* (Orb.), *L. striata* (Orb.), *Fronicularia tenuissima* (Hantk.), *Vavulineria erevanensis* Sahak.-Gez., *Heterolepa pygmea* (Hantk.), *Cibicoides oligocenicus* (Sam.), *Bulimina truncana* Guemb., *B. midwayensis* Plumm., *Caucasinella elongata* (Orb.), *Bolivina antegressa interposita* Sahak.-Gezal., *Grommostomum nobilis-gracilis*, *Candella labrum* (Subb.), *Fursenkoina dibollensis* (Cushm. et Applin), *Pullenia bulloides* (Orb.). Планктонные фораминиферы меняют свой состав, чуть позже появляется индекс-вид *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* Cushm. и продолжают свое существование другие виды нижележащих слоев — *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole), *G. centralis* Cushm. et Berm., *G. pseudobulloides* (Plumm.), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Globigerina galavisi* Berm., *G. corpulenta* Subb., *G. aff. angiporoides* Horn., *G. prasaepis* Blow, *G. tripartita* Koch, *Hantkenina supracuturalis* Bronn., *Gribohantkenina inflata* (Howe). В верхних слоях последние два вида прекращают свое существование и исчезают все виды рода *Hantkenina*. Алевролиты чередуются с желтовато-бурыми маломощными известняками с крупными фораминиферами — *Nummulites fabianii* (Prever), *N. chavannisi de la Harpe*, *N. incrassatus de la Harpe*, *Operculina alpina* Douville, *Pellatispira douvillei* Boussac, *Discocyclus veronensis* Douville,

Распространение бентосных фораминифер в разрезе у с. Шагап

Система	П а л е о г е н о в а я																								
Подотдел	Верхний эоцен														Нижний олигоцен										
Свита	З о в а ш е н с к а я														Шорахбюрская										
Ярус	П р и а б о н с к и й														Рюпельский										
Зоны по планктонным фораминиферам	Globigerapsis semmiinvoluta					Globorotalia cocoacensis					Coarct. G.gor.	Globigerina tapuriensis													
Зоны подзоны по бентосным фораминиферам	Cibicidoides truncatus					Planulina costata										Heterolepa granulosa									
Мощность (м)	25					25					50					4					17				
Литологический состав пород																									
№ образцов	1000	1005	1010	1015	1020	1025	1029	1033	1035	1040	1063	1067	1073	1079	1084	1089	1091	1093	1104	1220	1222	1223	1233	1234	1235
Бентосные фораминиферы																									
<i>Ammodiscus incertus</i> Orb	x	x		x				x				x				x		x							
<i>Textularia latata</i> (Reuss)																									
<i>Planulina costata</i> (Hantk.)																									
<i>Gyroidinoides soldanii</i> (Orb.)																									
<i>Karreriella siphonella</i> (Reuss)	x				x				x						x	x									
<i>Karreriella tutkowskii</i> A. et K. Furs.										x		x													
<i>Fronducularia budensis</i> Hantk.										x		x													
<i>Valvulinera inflata</i> Sahak.-Gez.																									
<i>Robulus limbosus</i> (Reuss)																									
<i>Falsoplanulina ammophila</i> (Guemb.)																									
<i>Margulinulina boehmi</i> (Reuss)																									
<i>Fissurina orbignyana</i> Sequenza																									
<i>Oridersalis praeumbonatus</i> (Mjatl.)																									
<i>Nodosaria latejugata</i> Guemb.																									
<i>Globobulimina ovata</i> (Orb.)																									
<i>Grommostomum nobilis</i> Hantk.																									
<i>Queralina epistominoides</i> Marie																									
<i>Cibicidoides micrus</i> Berm.																									
<i>Cibicidoides grimsdalei</i> Nutt.																									
<i>Uvigerina costellata</i> Moroz.																									
<i>Uvigerina spinicostata</i> Cushm. et Jarvis	x	x	x	x	x																				
<i>Candella labrum</i> (Subb.)																									
<i>Bolivina antegressa angulata</i> Sahak-Gezal																									
<i>Loxostomoides millepunctatus</i> (Tutkow.)	x																								
<i>Chilostomella azerbaidjanica</i> Chal.																									
<i>Pullenia quinqueloba</i> (Reuss)																									
<i>Cylindroclavulina cylindrica</i> (Hantk.)																									
<i>Textularia dibolensis</i> Cushm. et Applin																									
<i>Clavulinoides szaboi</i> (Hantk.)																									
<i>Nodosaria bacillum</i> Defr.																									
<i>Cibicidoides cribratus</i> (A. et K. Furs.)																									
<i>Cibicidoides truncatus</i> (Guemb.)	x																								
<i>Robulus grodnensis</i> A. et K. Furs.																									
<i>Vaginulinopsis cumulicostata</i> (Guemb.)																									
<i>Anomalinoidea affinis</i> (Hantk.)																									
<i>Margulinopsis fragaria</i> (Guemb.)																									
<i>Vulvulina haeringensis</i> (Guemb.)																									
<i>Cibicidoides ungerianus</i> (Cushm.)																									
<i>Dentalina inornata</i> Orb.																									
<i>Heterolepa dutemplei</i> (Orbigny)																									
<i>Heterolepa pygmaea</i> (Hantk.)																									
<i>Globocassidulina globosa</i> (Hantk.)																									
<i>Astengerina bimammata</i> (Guemb.)																									
<i>Elphidium</i> sp.																									
<i>Robulus inornatus</i> (Orb.)																									
<i>Bulimina sculptilis</i> Cushm.																									
<i>Saracenaria arcuata</i> Orb.																									
<i>Robulus cassis</i> (Fichtel et Moll)																									
<i>Cylindroclavulina colomii</i> (Hagn)																									
<i>Cibicidoides limbatus</i> (Cita)																									
<i>Siphonina kaptarenki</i> A. et K. Furs.																									
<i>Aragonia janoscheki</i> Gohrbandt																									
<i>Guttulina problema</i> Orb.																									
<i>Bulimina midwayensis</i> Plumm.																									
<i>Margulinulina indifferens</i> Hantk.																									
<i>Grommostomum nobilis-gracilis</i>																									
<i>Margulinopsis decorata</i> (Reuss)																									
<i>Elpsoglandulina multicostrata</i> (Gall. et Morr.)																									
<i>Lagena isabella</i> (Orb.)																									
<i>Fronducularia tenuissima</i> (Hantk.)																									
<i>Cibicidoides oligocenicus</i> (Sam.)																									
<i>Uvigerina hispida</i> Schwag.																									
<i>Fursenkoina dibolensis</i> (Cushm. et Applin)																									
<i>Caucasinella elongata</i> (Orb.)																									
<i>Alabamina almaensis</i> (Sam.)																									
<i>Pullenia bulloides</i> (Orb.)																									
<i>Candella labrum</i> (Subb.)																									

Примечание: Условные обозначения литологического состава пород см. табл. 1.

Распространение планктонных фораминифер в разрезе у с. Шаган

Система	П а л е о г е н о в а я																									
Подотдел	Верхний эоцен										Нижний олигоцен															
Свита	З о в а ш е н с к а я										Шорахбюрская															
Ярус	П р и а б о н с к и й										Рюпельский															
Зоны по планктонным фораминиферам	Globigerapsis semmiinvoluta					Globorotalia cocoensis					G. Gort. G. Gort.	Globigerina tapuriensis														
Зоны подзоны по бентосным фораминиферам	Planulina costata					Heterolepa pygmaea					Heterolepa granulosa															
Мощность (м)	25		25			50					4	17														
Литологический состав пород																										
№№ образцов	1000	1005	1010	1015	1020	1025	1029	1033	1035	1040	1063	1067	1073	1079	1084	1089	1091	1093	1104	1220	1222	1232	1233	1234	1235	
Планктонные фораминиферы																										
Pseudohastigerina micra (Cole)	_____																									
Globigerapsis tropicalis Blow et Bann.	_____																									
Globigerapsis index Finlay	_____																									
Globigerina pseudovenezuelana Bann. et Blow	_____																									
Subbotina eocaena (Guemb.)	_____																									
Globigerina subtriloculinoidea Chal.	_____																									
Morozovella spinulosa (Cushman.)	_____																									
Globigerinita howei Bann. et Blow	_____																									
Globorotalia pomeroli Toulm.	_____																									
Globorotalia centralis (Cushman et Berm.)	_____																									
Globigerina galavisi Berm.	_____																									
Globigerapsis semiinvoluta (Keijz.)	_____																									
Globigerina corpulenta Subb.	_____																									
Globigerina eocaenica Terq.	_____																									
Globorotalia cerroazulensis (Cole)	_____																									
Hantkenina suprasuturalis Bronn.	_____																									
Cribrohantkenina inflata (Howe)	_____																									
Globigerina tripartita Koch	_____																									
Globigerina gortanii (Borsetti)	_____																									
Globorotalia cocoensis Cushman	_____																									
Globigerina ampliapertura Bolli	_____																									
Globigerina pseudoampliapertura Blow et Bann.	_____																									
Globigerina tapuriensis Blow et Bann.	_____																									
Globigerina ouachitensis Howe et Wall.	_____																									
Globigerina officinalis Subb.	_____																									
Globigerina opima nana Bolli	_____																									
Globorotalia permicra Blow et Bann.	_____																									
Globigerina anguliofficialis Blow	_____																									
Globorotalia cunialensis Tomark et Bolli	_____																									

Примечание: Условные обозначения литологического состава пород см. табл. 1.

D. douvillei (Schlumberger), *D. landzarica* Grigorian, *Astericyclina* sp. - горизонт - *Disco-cyclina veronensis* (определения С.М. Григорян). В верхних слоях гипсоносных светло-серых глин из планктонных фораминифер появляются представители *Globorotalia cunialensis* Tomark. et Bolli, а еще выше все виды из группы *Globorotalia cerroazulensis* исчезают и больше не появляются.

Выше расположены олигоценовые отложения, соответствующие зоне *Globigerina tapuriensis* по планктонным фораминиферам и зоне *Heterolepa granulosa* - по бентосным фораминиферам. Они маломощны и занимают небольшую площадь, поэтому целесообразно представить их детальное описание (табл. 3-4).

Шорахбюрская свита

Зона по планктонным фораминиферам *Globigerina tapuriensis*

Зона по бентосным фораминиферам *Heterolepa granulosa*

1. Глины известковистые, гипсоносные, серого цвета. Из планктонных фораминифер единично встречаются *Globigerina angustumbilicata* Bolli, *G. pseudoampliapertura* Blow et Banner, *G.*

ouachitensis Howe et Wallace, *G. officinalis* Subb., *G. tripartita* Koch, *G. prasaepis* Blow, *G. galavisi* Berm., *G. gortanii* (Borsetti), *Globorotalia permicra* Blow et Banner. Бентосные фораминиферы не обнаружены. Мощность 1,5 м.

2. Песчаники крупнозернистые желтовато-серого цвета, в них органические остатки не обнаружены. Мощность 0,5 м.

3. Глины известковистые серого цвета, органические остатки не обнаружены. Мощность 0,5 м.

4. Песчаники крупнозернистые желтовато-бурого цвета, органические остатки не обнаружены. Мощность 0,5 м.

5. Мергели известковистые, гипсоносные, серого цвета, встречаются следующие бентосные фораминиферы - *Spiroplectamina carinata* Orb., *Robulus grodnensis* A. et K. Furs., *Saracenaria arcuata* (Orb.), *Sigmoilina tenuissima* Reuss, *Frondicularia tenuissima* (Hantk.), *Pararotalia canui* Bhatia, *Baggina kadrluensis* Sahak.-Gez., *Nonion boeuanum* (Orb.), *Valvulinera erivanensis* Sahak.-Gez., *Oridorsalis umbonatus* (Mjatl.), *Epistomina kusejensis* Sahak.-Gez., *Heterolepa reussi* (Silvestri), *H. granulosa* (Berm.), *Cibicidoides oligocenicus*

(Sam.), *Haeglundina sp.*, *Fursenkoina dibollensis* (Cushman et Applin), *Caucasinella elongata* (Orb.), *Caucasica oligocenica* Chal., *C. schischinskayae* (Sam.), *Bolivina antegressa dentata* Sahak-Gezal., *B. denticulata* Bandy, *Ceratobulimina contraria* (Reuss), *Cassidulina subglobosa* Brady, *Chilostomella azerbaijanica* Chal., *Pullenia bulloides* (Orb.). Из планктонных фораминифер в глинах обильно встречается вид *Globigerina ampliapertura* Bolli и единично появляются представители вида *Globigerina tapurinsis* Blow et Banner. В представленном разрезе кроме этих зональных видов часто встречаются характерные виды олигоценового возраста *Globigerina angustumbilicata* Bolli, *G. pseudoampliapertura* Blow et Banner, *G. ouachitaensis* Howe et Wallace, *G. officinalis* Subb., *G. tripartita* Koch, *G. prasaepis* Blow, *Globorotalia opima nana* Bolli, *G. permicra* Blow et Banner. Мощность 17,0 м.

6. Песчаники плотные, желтовато-серого цвета, редко встречаются крупные фораминиферы. Мощность 0,5 м.

7. Песчаники хрупкие, крупнозернистые, органические остатки не обнаружены. Мощность 3,0 м.

8. Песчаники плотные, мелкозернистые, шарообразные, известковистые, светло-серого цвета. Органические остатки не обнаружены. Мощность 0,25 м.

В исследованном районе в отложениях приабонского яруса по планктонным фораминиферам выделяются зоны *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoaensis* и *Globorotalia centralis-Globigerina gortanii*. Параллельно с ними впервые определен богатый комплекс бентосных фораминифер, который дал нам возможность выделить зону *Planulina costata* и внутри нее две подзоны - *Cibicidoides truncatus* и *Heterolepa pygmaea*.

Установлено, что в бассейне р.Веди олигоценовые отложения почти отсутствуют, а мало-мощные обнажения рюпельского яруса занимают небольшую площадь у села Шагап. Здесь по планктонным фораминиферам выделяется зона *Globigerina tapuriensis* и зона *Heterolepa granulosa*—по бентосным.

Выделение в этом бассейне палеонтологически обоснованных подразделений палеогена

вплоть до зон имеет важное научное значение, предоставляя возможность уточнения границ отделов и ярусов. Результаты могут быть использованы при составлении разномасштабных карт представленного региона, а также для уточнения границ и возраста палеогеновых отложений на геологических картах этого района, ранее составленных Р.А. Аракелянном (1949) и К.Н. Паффенгольцем (1979).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Айрапетян Ф.А. Расчленение среднего-верхнего эоцена (зовашенская свита) бассейна реки Азат по мелким фораминиферам: Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, т. LIV, № 3, с. 3 -10.
- Айрапетян Ф.А. Новые данные по планктонным фораминиферам в разрезах палеоцена Приараксинской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, т. LX, № 3, с. 3 -15.
- Айрапетян Ф.А. Зональное подразделение в палеоценовых и нижнеэоценовых отложениях Армении по бентосным фораминиферам. Новости палеонтологии и стратиграфии. В Приложении к журналу "Геология и Геофизика", вып.10-11, с. 298 -302. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2008, Т.49, 498 с.
- Аракелян Р.А. Схематическая геологическая карта юго-западной Армении и прилегающих частей Нахичеванской АССР. ИГН АН Арм. ССР, 1949.
- Аслаян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армении: Ереван: Изд. АН АрмССР. 1964. 300 с.
- Григорян С.М. Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986. 200 с.
- Крашенинников В.А., Музыльев Н.Г., Птухьян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, нанопланктону и нуммулитам. (Опорные разрезы палеогена Армении). В кн.: Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука. 1985, N27, с. 130-170.
- Мартirosян Ю.А. Биостратиграфия позднемиоценовых-раннепалеогеновых отложений юга Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1986, 106 с.
- Паффенгольц К.Н. Стратиграфия палеогена Малого Кавказа. Л.: "Недра", 1979, 255 с.
- Садоян А.А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1989, 287 с.

Рецензент Н. Мревлишвили

ՎԵՂԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՈՒՄՆ ԸՍՏ ՄԱՆՐ ԶՈՐԱՄԻՆԻՖԵՐՆԵՐԻ (ԱՐԱՔՍԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԶՈՆԱ)

Ֆ.Ա.Հայրապետյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի տարածքում էոցենի հասակի նստվածքային ապարներն ունեն լայն տարածում հատկապես Երևան-Վեդու սինկլինորիումում: Այստեղ՝ Ուրծածոր և Շաղափ գյուղերի շրջակայքում են սփռված էոցենի միկրոֆաունայով հարուստ նստվածքային ապարները, որոնց մեջ բավականին հաջող անցկացվում են էոցենի ենթաբաժինների և հարկերի սահմանները: Ռիսումնասիրելով պլանկտոն և բենթոս ֆորամինիֆերների հարուստ հավաքածուն հնարավոր է դառնում նաև էոցենի ապարները ստորաբաժանել

զոնաների ըստ մանր բեմբոս ֆորամինիֆերների: Էոցենի կտրվածքում ըստ սլանկտոն ֆորամինիֆերների առանձնացվում են հետևյալ զոնաները՝ *Morozovella aragonensis* (ստորին էոցեն), *Acarinina bullbrooki*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis*, *Truncorotaloides rohri* (միջին էոցեն), *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoaensis* (վերին էոցեն) և ըստ բեմբոս ֆորամինիֆերների հետևյալները՝ *Heterolepa eocaena*, *Uvigerina costellata-Cibicidoides landjaricum*, (միջին էոցեն) և *Planulina costata* (վերին էոցեն): Նշվածներից վերջին զոնան մեր տվյալներով բաժանվում է *Cibicidoides truncatus* և *Heterolepa pygmaea* ենթազոնաների: Մեր տվյալների համաձայն ստորին օլիգոցենի հասակի ասլարներ Ռիթածոր գյուղի մոտ չեն մերկանում, նրանք տարածվում են Շաղափ գյուղի հյուսիս-արևելյան մասով ձգվող բլուրների լանջերին: Եվ որպես եզրակացություն աներածեշտ է նշել, որ սլանկտոն և բեմբոս ֆորամինիֆերների համալիր ուսումնասիրության արդյունքները պետք է օգտագործել Վեդու ավազանի տարբեր մասերի երկրաբանական քարտեզների կազմման գործընթացում, ինչպես նաև նրանց հիման վրա ճշգրտել պալեոգենի բաժինների և ենթաբաժինների սահմանները և հասակները՝ արդեն կազմված Ռ.Ա. Առաքելյանի (1949), Կ.Ն. Պաֆենգուցի (1979), Ա. Տ. Ասլանյանի (1986) քարտեզների վրա:

THE PALEOGENE ZONATION OF THE VEDI RIVER BASIN (ARAKS TECTONIC ZONE) BY SMALL FORAMINIFERS

F.A. Hayrapetyan

Abstrakt

The Paleogene small Foraminifers (especially plankton forms) have horizontal distribution in the Tethys that makes them suitable for stratigraphical purposes. In the Vedi river basin (Araks tectonic zone) abundant assemblage of plankton and benthic Foraminifers makes them possibility to zonal division, and carry out the boundaries of stratigraphical unites. By our research these following zones of plankton Foraminifers are subdivided in the Eocene section - *Morozovella aragonensis* (Lower Eocene), *Acarinina bullbrooki*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis*, *Truncorotaloides rohri* (Middle Eocene), *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoaensis* (Upper Eocene) and of benthic Foraminifers - *Heterolepa eocaena*, *Uvigerina costellata-Cibicidoides landjaricum*, (Middle Eocene) and *Planulina costata* (Upper Eocene). The last zone subdivided on *Cibicidoides truncatus* and *Heterolepa pygmaea* subzones. In our opinion Lower Oligocene sediments are distributed mostly on the North-Eastern part of the Shakhap village. These results can be used for different geological mapping of this region.

ՆՈՐ ՏԵԼՅԱԼՆԵՐ ՎԵՂՈՒ ՕՖԻՈԼԻԹԱՅԻՆ ԶՈՆԱՅԻ ՀՐԱՔԻՍԱՆՍՎԱԾՔԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ ԸՍՏ ՌԱԳԻՈԼԱՐԻԱՆԵՐԻ

© 2009 թ. Գ. Մ. Ասատրյան^{1,2}

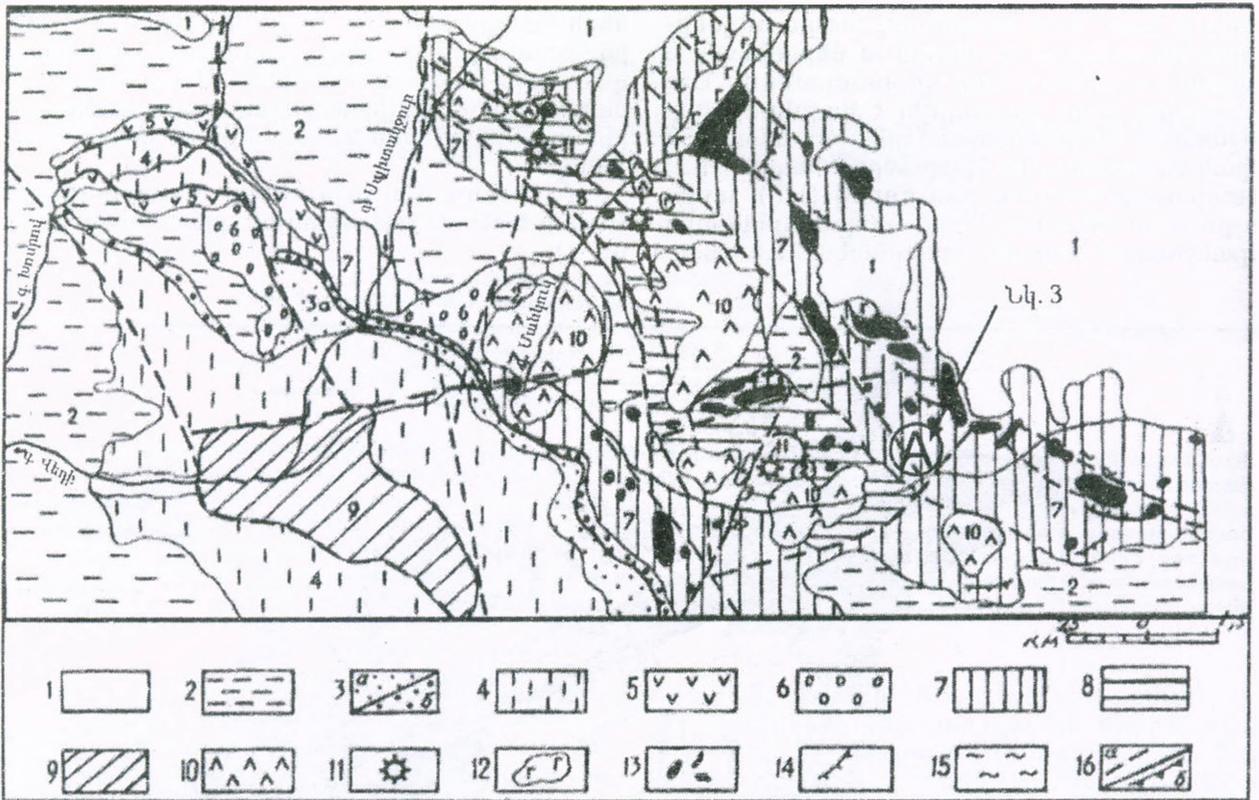
1. ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական Գիտությունների Ինստիտուտ, 0019, Երևան, Մարշալ Բաղրամյան պող., 24 ա., Հայաստանի Հանրապետություն
2. Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, Micropaleontologie, CNRS-UMR 7207 Paris Centre de Recherches sur la Paléobiodiversité et les Paléoenvironnements (CR2P), C. 104, 4 place Jussieu, 75005 e-mail: asatryan@geology.am, gayane.asatryan@etu.upmc.fr, Հանձնված է հրատարակչություն 16.01.2009թ.

Կա ռարված ուսումնասիրությունն իր ուրույն դերն ունի Հայաստանի օֆիոլիթային զոնաների հրաքիսանսվածքային շերտախմբի հասակը որոշելու խնդրում, ինչը նպաստում է տվյալ տարածքում Տեթիս օվկիանոսային ավազանի բնույթի և երկրալիցնամիկական զարգացման պատմության պարզաբանմանը: Ուսումնասիրված մերկացումը զուգահեռ է Վեղու օֆիոլիթային զոնայում՝ Վեղի գետի վերին հոսանքում, որը ներկայացված է լավաների հետ հերթափոխված ռադիոլարիտներով, որի ուսումնասիրությունն ըստ ռադիոլարիաների հնարավորություն տվեց որոշելու հրաքիսանսվածքային շերտախմբի հասակը՝ միջին յուրա (բայոս): Ուսումնասիրված մեկ տասնյակ մոտիլներից տրվում է հինգ ռադիոլարիտների մոտիլներից ստացված արդյունքները և որոշված ռադիոլարիաների մոտ 20 տեսակներ, որոնք որոշիչ դեր ունեն հասակի որոշման խնդրում:

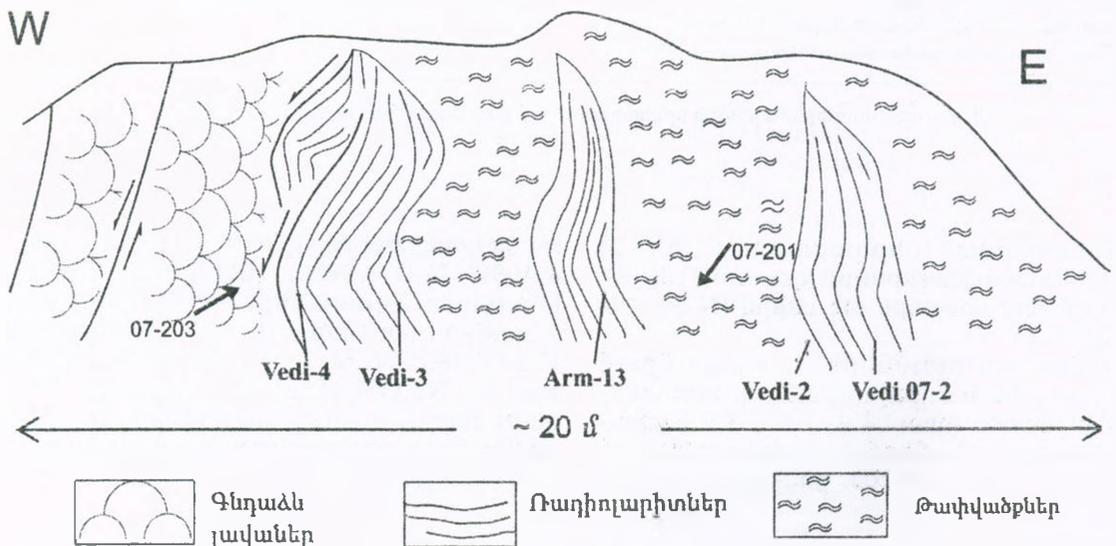
Ռադիոլարիաների կենսաժամանակագրությունը վերջին տասնամյակում ավելի է կարևորվում օֆիոլիթային գոտիների զարգացման փուլերը պարզաբանելու համար: Հայաստանի տարածքում տարածում ունեցող օֆիոլիթային զոնաների (տես նկ.1) շերտագրությունը, երկրադինամիկական զարգացումը և կառուցվածքային առանձնահատկությունները տարբեր մեկնաբանություններ են ունեցել դեռ վաղուց (Ренгартен, 1959; Акоюн, 1978; Закариадзе и др., 1986; Книппер, Соколов, 1976; Соколов, 1977; Багдасарян и др., 1988, Сатиан и др., 1989, 2001) և մինչ օրս էլ քննարկման խնդիր են հանդիսանում՝ պայմանավորված օֆիոլիթային զոնաների բարդ կառուցվածքով և հնէաբանական ուսումնասիրությունների ահմանափակությամբ տվյալ տեղամասում: Հայտնի են միկրոհնէաբանական ուսումնասիրություններ ըստ ռադիոլարիաների հրատարակված Ա.Ի. Ժամոյդայի կողմից (Жамойда и др., 1976 a, b), Վեղի գետի ավազանում՝ Խոսրով և Մանկուկ գետերի միջին հոսանքներում առանձնացվել է Խոսրովի շերտախումբը, սահմանվել է վերին յուրա-կավճի հասակ: Վեղու ավազանում (Երախի և մոտիկլիևայ) հրաքիսանսվածքային շերտախումբը վերագրվել է վերին յուրա-կավճի հասակին ըստ Ն. Յու. Բրազինի որոշումների (Белов и др., 1991), ուսումնասիրված մոխրագույն հասակի մուշում որոշվել են *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Archaeospongoprunum inlayi* Pessagno, *Tetraditryma pseudoplena* Baumgartner, *Tetrarabs* aff. *gratiosa* Baumgartner, *Trirabs* aff. *casmaliaensis* Pessagno, *T. cf. wortzeli* (Pessagno), *Emiluvia* sp., *Hsuun* ex. gr. *maxwelli* Pessagno, *Mirifusus mediodilatatus* (Rüst), *Spongocapsula* sp., *Podobursa* sp. տեսակները, որոշված հասակը՝ կիմներից-միջին տիտոն: Մուգ ռադիոլարիտներում հայտնաբերվել է *Mirifusus* cf. *mediodilatatus* (Rüst), որոշված հասակը՝ կելլովեյ-միջին տիտոն: Կարմիր հասակում որոշվել են *Ristola* sp., *Mirifusus* sp., հասակը՝ վերին յուրա-ստորին կավճ: Կան նաև տիտոն-բերրիասի և քելովեյ-օքսֆորդի ամոնիտային լավյալներ կրաքարերում (*Parkinsonia parkinsoni*, *Oppelia subordinata*), համաձայն Ի.Վ.

Կվանտալիանի (Кванталиани, 2000): Ս. Գ. Սոկոլովի կողմից որոշվել են միջին յուրայի հասակի կրաքարային լինգաներ ըստ ֆորամինիֆերների (Соколов, 1977) Վ.Ի. Վիշնևսկայայի կողմից ուսումնասիրվել են կայծքարային ապարներ Խոսրով գետի ավազանից (Լոնիձեի հավաքածու, 1972 թ. ըստ Белов и др. 1991) և առանձնացվել երկու տարբեր հասակային սահմաններ՝ վերին կելլովեյ-կիմներիցյան *Syringocapsa rotunda* (Hinde), *Podobursa helvetica* Rüst, *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *M. fragilis Baumgartner*, *M. ex. gr. mediodilatatus* Rüst, *Parvingula dhimenaensis* Baumgartner և բերրիասվալանժինյան *Mirifusus mediodilatatus minor* Baumgartner, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Thanarla elegantissima* Cita, *Hemicryptocapsa capita* Tan Sin Hok, *Xitus clivosa* (Aliev): Հայտնի են նաև իզոտոպային անալիզի տվյալներ ըստ K/Ar և Rb/Sr ըստ Ռ.Խ. Դուկասյանի և ուր. (Гукасян и др. 2005): Ավելի հին՝ տրիասի կարնիան հարկի ռադիոլարիաներ են հայտնաբերվել Սեանի օֆիոլիթային զոնայում՝ Չոբում (օլիստոլիտներում), ըստ Վ.Ի. Վիշնևսկայայի (Вишневецкая, 1990, 2001, Vishnevskaya, 1995): Նոր տվյալներ կան Ստեփանավանի օֆիոլիթային համալիրի հրաքիսանսվածքային շերտախմբի վերաբերյալ (Danelian et al., 2007). վերին յուրա միջին/վերին օքսֆորդ-ուշ կիմներից վաղ տիտոն, որն առկա է նաև Վեղու օֆիոլիթային զոնայում, Վեղի գետի վերին հոսանքի մեկ այլ կտրվածքում՝ համապատասխան մեր զուգահեռ կատարած ուսումնասիրությունների (Danelian et al., 2009), որոշված տեսակներն են *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, *Cinguloturris carpathica* Dumitrica, *Podocapsa amphitrepta* և այլն (համադրությունը ըստ Baumgartner et al., 1995; O'Dogherty et al., 2005; Beccaro, 2006; բլոգոմաների):

Մեր ուսումնասիրությունների նպատակն է համալրել եղած տվյալները ժամանակակից միկրոհնէաբանական ուսումնասիրություններով՝ հասակային ստորաբաժանումների և շերտագրական սահմանների որոշում, առանձնացված նոր կենսազոնաների համադրում ընդհանուր



Նկ. 2. Վեդի գետի վերին հոսանքի սխեմատիկ երկրաբանական ֆորմացիոն քարտեզ: Հեոօֆիոլիթային էտապի ֆորմացիաներ (1-6). 1. Հրաբխային և մոլլասային ֆորմացիա (N_2-Q), 2. Ճանձաղծովային՝ գրաուվակային, տերրիգեն-կարբոնատային ֆլիշոլիթային և համեմատաբար խորջրյա կրաքարային միկրիտային ($K_2^{an}-Pg_{1,2}$), 3. Ճանձաղծովային ա) ալերիտա-մերգելային ենթաֆորմացիա (K_2^{con1}), բ) օլիտոստրոմ ($K_1^{alb2-3}-K_2^{con1}$), 4. Ճանձաղծովային կրաքարային կենսածին-բեկորային (K_2^{con-1}), 5. Շովային էֆուզիվ-հրաբխաբեկորային ($K_1^{alb2}-K_2^{con1}$). 6. Ճանձաղծովային հրաբխային նստվածքներ հազվադեպ բազալտների և անդեզիտների հոսքերով ($K_2^{con-con1}$): Օֆիոլիթային էտապի ֆորմացիա. 7. Կայծքարակրաքարահրաբխածին խորջրյա ռիֆտ (միկրոօվկիանոսային ավազան) ($K_2^{vis-brm-oph(7)}$): Վաղ օֆիոլիթային ռիֆտի ֆորմացիա: 8. Անցումային համեմատաբար խորջրյա, կարբոնատահրաբխածին ($J_2^{brj2-3}-J_3-K_1^{br}$): Վարիսկյան էտապի ֆորմացիաներ: 9. Ճանձաղծովային տերրիգեն-կարբոնատային և կարբոնատային սուբպլատֆորմային ֆորմացիաներ (P-Tr): 10. Սուբհրաբխային վիտրոֆիրային անդեզիտներ (K_1): 11. Ալվալա-լամպրոֆիրային դիատրեմաներ ($J_2-K_2^{con}$): 12. Գաբրո: 13. Սերպենտինիզացված ուլտրամաֆիտներ: 14. Խոշոր սողանքներ: 15. Թերթավորված կայծքարահրաբխածին ապարներ (կանաչ թերթաքարեր, հազվադեպ՝ երկնագույն թերթաքարեր): 16. ա) Բեկվածքներ, բ) խոշոր վրաշարժեր: Ըստ Մ. Ա. Սարյանի (Сарян и др., 2001):



Նկ. 3 Վեդի գետի վերին հոսանքի մերկացման և ճնուշարկման սխեմատիկ պատկերը

Վեղի գետի վերին հոսանքին հարող կտրվածքում որոշված ռադիոլարիաների տեսակները և դրանց գոնալ տարածումը

Ժամանակաշրջան						Ցուրա										
Բաժիններ						Միջին							Վերին			
Հարկեր/Ենթահարկեր						ստորին/վերին պլենիան	վրին պլենիան	ստորին/վերին բայոս	վերին բայոս / ստորին բառան	վերին բայոս / ստորին բառան	միջին բառան	վերին բառան / ստորին վերավել	միջին/վերին կելավել / ստորին օբսիդոլ	միջին/վերին օբսիդոլ	վերին օբսիդոլ/ստորին կիաներիջ	վերին կիաներիջ/ ստորին տիսան
Նույնիք	Vedi-4	Vedi-3	Arm013	Vedi-2	Vedi07-2											
Տեսակներ	UAZ															
<i>Unuma echinatus</i> Ichikawa և Yao, 1976	P			P	P	x	x	x	x	x						
<i>Hexasaturnalis tetraspinus</i> (Yao), sensu Boumgartner et. al., 1995		P		Cf.	Cf.	x	x	x	x	x	x					
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao, 1979	P		P			x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>Mirifusus proavus</i> Tonielli, 1991		P					x	x	x							
<i>Unuma laticostatus</i> (Aita), sensu Boumgartner et. al., 1995	P						x	x	x	x						
<i>Transsuum hisuikyoense</i> (Isozaki և Matsuda), sensu Boumgartner et. al., 1995			P	P	P		x	x	x	x	x	x	x	x	x	
<i>Bernoullius rectispinus delnortensis</i> (Pessagno, Blome, Hull), sensu Boumgartner et. al., 1995					P		x	x	x	x	x					
<i>Archicapsa (?) pachyderma</i> (Tan), sensu Matsuoka et Yao, 1986		P	P	P	P			x	x							
<i>Cyrtocapsa mastoidea</i> Yao, 1979	P							x	x							
<i>Saitoum</i> sp. cf. <i>S. levium</i> De Wewer, 1977			P					x	x							
<i>Zartus dickinsoni</i> gr. Pessagno և Blome, 1980			P					x	x							
<i>Hexasaturnalis suboblongus</i> (Yao), sensu Dumitrica և Dumitrica-Jud, 2005	P	P			P			x	x	x						
<i>Tricolocapsa (?) fusiformis</i> Yao, 1979	P				Cf.			x	x	x						
<i>Dicyomitrella (?) kamoensis</i> Mizutani և Kido, 1983	P			P	P			x	x	x	x	x				
<i>Mirifusus fragilis</i> s.l. Baumgartner, 1984			P					x	x	x	x	x	x			
<i>Sriatojaponocapsa plicarum</i> s.l. (Yao), sensu Kozur, 1984			P					x	x	x	x	x	x			
<i>Stichocapsa japonica</i> Yao, 1979	P		P	P	P			x	x	x	x	x	x			
<i>Eucyrtidellum unumaense unumaense</i> Yao, sensu Boumgartner et. al., 1995	P	P		P	P			x	x	x	x	x	x	x		
<i>Acanthocircus protoformis</i> Yao, Boumgartner et. al., 1995		P						x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>Sriatojaponocapsa plicarum plicarum</i> (Yao), sensu Hatakeda et. al., 2007	P		P					x	x							
<i>Unuma</i> sp.aff. <i>U. laticostatus</i> (Aita), Chian et al. 2002	P															
<i>Pantanellium</i> sp. A		P														
<i>Hsuum mirabundum</i> Pessagno և Whalen, 1982				Cf.												
<i>Paronaella kotura</i> Boumgartner, 1980		Cf.														
<i>Transsuum maxwelli</i> gr. Pessagno, 1977	Cf.				Cf.											
<i>Angulobrachia purisimaensis</i> Pessagno, 1977					Cf.											
<i>Prounuma turbo</i> Matsuoka, 1983	Cf.				Cf.											
<i>Unuma typicus</i> Yao, Ichikawa et Yao, 1976	Cf.				Cf.											
<i>Cyrtocapsa (?) kisoensis</i> Yao, 1979		Cf.			Cf.											
<i>Laxtorum hichisoense</i> Isozaki և Matsuda, 1985					Cf.	Cf.										
<i>Parahsuum izeense</i> Pessagno և Whalen, 1982					Cf.											
<i>Parasaturnalis diplocyclis</i> (Yao), sensu Boumgartner et al. (1995)			Cf.													
<i>Yamatoum spinosum</i> Takemura, 1986					Cf.											
<i>Hexasaturnalis hexagonus</i> (Yao), sensu Boumgartner et. al., 1995					Cf.	Cf.										
<i>Saitoum levium</i> De Wewer, 1981	Cf.				Cf.											
<i>Guexella clava</i> O'Dogherty et. al., 2005		Cf.			Cf.											
<i>Trillus seidersi</i> Pessagno և Blome, 1980						Cf.										
<i>Unuma gorda</i> Hull, 1997					Cf.											
<i>Williriedellum yaoui</i> (Kozur), sensu O'Dogherty et. al., 2005					Cf.											

* UAZ- Unitairy Association Zone, Boumgartner et. al., 1995. P-հստակ որոշված տեսակները, Cf.-հստակ չորոշված տեսակներ, որոնց տարածման սահմաններն ըստ ունիտար գոնաների չենք նշում, x-ով նշված են տեսակների տարածման սահմաններն ըստ ունիտար գոնաների (UAZ):

Ուսումնասիրված մոտ մեկ տասնյակ մնու-
ներից ներկայացվող 5-ը ռադիոլարիտային
ապարներից են՝ Vedi-3, Arm013, Vedi-2, Vedi07-2,
Vedi-4 (նկ. 3): Ըստ հայտնաբերված ռադիոլարի-
տների *Archicapsa* (?) *pachyderma*, *Bernoullius*
rectispinus delnortensis, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis*,
Eucyrtidiellum unumaense unumaense, *Hsuum* sp. cf.
H. mirabundum, *Laxtorum* (?) *hichisoense*,
Parahsuum izeense, *Stichocapsa japonica*,
Transhsuum hisuikyoense, *Unuma echinatus*,
Mirifusus proavus, *Cyrtocapsa mastoidea*, *Saitoum*
sp. cf. *S. levium*, *Unuma typicus*, *Zartus dickinsoni*
gr., *Hexasaturnalis suboblongus*, *Tricolocapsa* (?)
fusiformis, *Hsuum mirabundum*, *Mirifusus fragilis*,
Striatojaponocapsa plicarum s.l. տեսակների և
ընդունված ռադիոլարիտների բիոզոնալ սխեմայի
(Baumgartner et. al., 1995) ներկայացվող ապարները
պատկանում են ստորին/միջին բայոսի հարկին,
համապատասխան 3-4 բիոզոնայի՝ UAZ 3-4, որը
հիմնականում բնորոշվում է *Cyrtocapsa mastoidea*,
Archicapsa (?) *pachyderma*, *Cyrtocapsa* (?)
kisoensis, *Tricolocapsa* (?) *fusiformis*, *Saitoum* sp.
cf. *S. levium* տեսակներով (ըստ Baumgartner et.
al., 1995), որոնք բոլորն էլ առկա են մեր մուշներում
(տես. Աղյուսակ 1):

Vedi-4 մուշում հայտնաբերված ռադիո-
լարիտները՝ *Cyrtocapsa mastoidea*, *Striatoja-*
pionocapsa plicarum plicarum, *Dictyomitrella* (?)
kamoensis, *Eucyrtidiellum unumaense unumaense*,
Hexasaturnalis suboblongus, *Protunuma turbo*,
Stichocapsa japonica, *Stichocapsa convexa*,
Strichocapsa convexa, *Tricolocapsa* (?) *fusiformis*,
Unuma echinatus, *Unuma latusicostatus*, հա-
մադրվում են 4-րդ բիոզոնայի հետ՝ UAZ-4, որն
համապատասխանում է վերին բայոսի հարկին.
Կտրվածքում ուսումնասիրված ռադիոլարիտները
հնարավորություն տվեցին առանձնացնել նրանց
տարածման հետևյալ կենսաշերտագրական
համալիրները. Vedi-2 մուշը ներկայացված է
Archicapsa (?) *pachyderma*, *Dictyomitrella* (?)
kamoensis, *Eucyrtidiellum unumaense unumaense*,
Stichocapsa japonica բնորոշ տեսակներով. ստո-
րին սահմանը որոշված է ըստ *Archicapsa* (?)
pachyderma, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis*,
Eucyrtidiellum unumaense unumaense, *Stichocapsa*
japonica և վերին սահմանը՝ ըստ *Archicapsa* (?)
pachyderma-ի: Տարածումը՝ ստորին/միջին բայոս:
Գրեթե միևնույն տեսակներն են հայտնաբերվել
Vedi07-2-ում՝ ստորին սահմանը որոշվել է ըստ
Archicapsa (?) *pachyderma*, *Dictyomitrella* (?)
kamoensis, *Eucyrtidiellum unumaense unumaense*,
Hexasaturnalis suboblongus-ի և վերին սահմանը
ըստ *Archicapsa* (?) *pachyderma*: Տարածումը՝ ևս
ստորին/միջին բայոս: Arm-013 մուշում որոշված
տեսակները նույնպես բնորոշ են ստորին-միջին
բայոսին, ստորին սահմանը որոշվել է ըստ
Archicapsa (?) *pachyderma*, *Eucyrtidiellum*
unumaense unumaense, *Striatojaponocapsa plicarum*
s.l., *Zartus dickinsoni* gr., *Mirifusus fragilis* s.l.,
Stichocapsa japonica և վերին սահմանը ըստ
Archicapsa (?) *pachyderma*, *Zartus dickinsoni* gr.:
Vedi-3 մուշում որոշված տեսակները ևս հա-
մապատասխանում են ստորին/միջին բայոսին

(UAZ 3-4): Ստորին սահմանը ըստ *Acanthocircus*
protoformis, *Eucyrtidiellum unumaense unumaense*,
Hexasaturnalis suboblongus և վերին սահմանը՝
Mirifusus proavus տեսակների: Տարածումը՝
ստորին/միջին բայոս (UAZ 3-4): Vedi-4 մուշում
ստորին սահմանը որոշվում է ըստ *Striatoja-*
pionocapsa plicarum plicarum, վերին սահմանը՝
Cyrtocapsa mastoidea-ի, որն համապա-
տասխանում է 4-րդ բիոզոնային (UAZ-4), այն
վերին բայոս: Ստացված արդյունքները հաս-
տատում են, որ ռադիոլարիտային ապարները
ունեն միջին յուրայի հասակ՝ բայոսի հարկ, որը
համապատասխանում է 3-4 բիոզոնային (UAZ 3-
4): Ռադիոլարիտների պահպանվածության
աստիճանը բավականին բարձր է բոլոր հիմն
մուշներում (նկ.4 և նկ.5): Նմուշներում հայտ-
նաբերվել են նաև հավանական նոր տեսակներ
(2 տեսակ), որոնք դեռևս մանրակրկիտ հետա-
զոտման կարիք ունեն: Այսպիսով, էլենդով ստաց-
ված որոշումներից, հրաբխաանտվածքային շեր-
տախումբը միանշանակ պատկանում է բայոսի
հարկին:

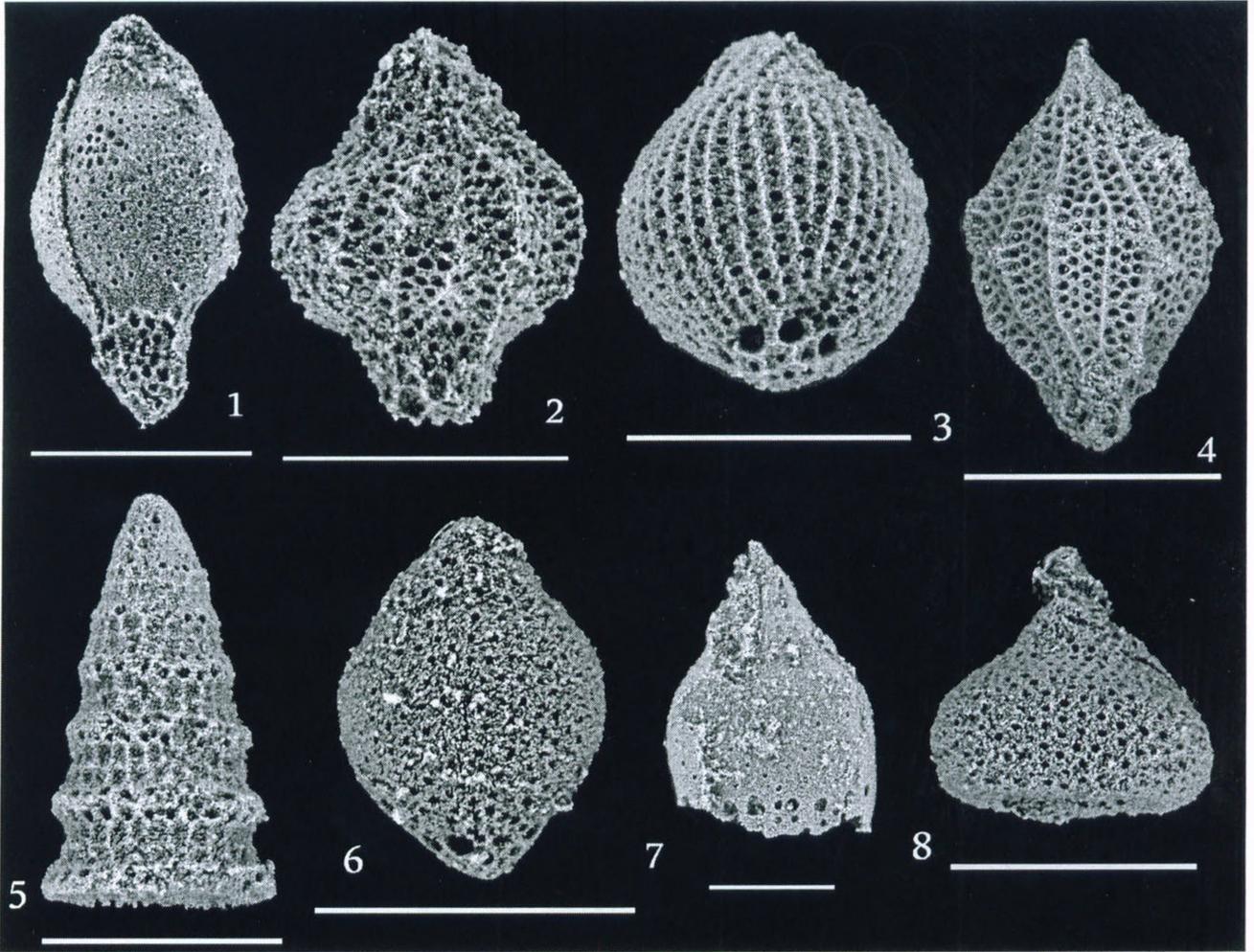
Համաձայն մեր կողմից կատարված նախորդ
ուսումնասիրությունների (Danelian, et. al., 2008)
որոշված *Archaeodictyomitra prisca*, *Archaeo-*
dictyomitra rigida, *Cyrtocapsa mastoidea*, *Dictyo-*
mitrella (?) *kamoensis*, *Eucyrtidiellum unumaense*,
Hexasaturnalis suboblongus, *Stichocapsa convexa*,
Tricolocapsa (?) *fusiformis*, *Striatojaponocapsa*
plicarum plicarum, *Unuma echinatus*, *Willriedellum*
madstonense, *Hexasaturnalis hexagonus*, *Hsuum*
matsuokai, *Laxtorum* (?) *hichioense*, *Transhsuum*
hisuikyoense, *Striatojaponocapsa plicarum*, ?*Zartus*
imlayi տեսակների, ըստ որի առաջին անգամ հաս-
տատվեց Վեդու օֆիոլիթային զոնայում հրա-
բխաանտվածքային շերտախմբի միջին յուրայի
հասակը և կատարված լրացուցիչ ուսումնա-
սիրությունների, որոնք այստեղ ներկայացվեցին,
հնարավոր է դառնում զգալի ճշգրտումներ կա-
տարել Վեդու օֆիոլիթային զոնայի հրաբխա-
անտվածքային շերտախմբի հասակի վերաբերյալ.
չնայած ռադիոլարիտային ֆաունայի որոշակի
տարբերությանը նկարագրված երեք ռադիո-
լարիտային շերտերում, դրանք պատկանում են
նույն հասակին՝ միջին բայոս: Էլենդով ստացված
նոր միկրոսկոպիկ քանակական տվյալներից և հաշվի
առնելով նաև նախկինում մյուս հեղինակների
ստացած որոշումները (Կիմմերիջ-միջին տիտոն,
կելովեյ-միջին տիտոն, Белов и др., 1999), վերին
կելովեյ-կիմմերիջյան, բերրիաս-վալանժինյան
ըստ Վ.Ի. Վիշնևսկայայի (Լոմիժեի հավաքածու,
1972 թ.), այդ թվում նաև Ղ. Գալոյանի կատարած
իզոտոպային (ըստ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ մեթոդի՝ $178,7 \pm 2,6 \text{ Ma}$,
դիոքսիմետրում), լիթոլոգիական և քիմիական անա-
լիզների ամփոփ ուսումնասիրությունները (Galoyan,
2008), կարելի է ասել, որ այս տեղամասում
օվկիանոսային կեղևը շատ ավելի հին է և սկսել է
ձևավորվել միջին յուրայում և հավանաբար ավելի
վաղ:

Երախտագիտությունն են հայտնում MEBE և
ECONET ծրագրերի կազմակերպիչներին՝ պրո-
ֆեսոր Մ. Մոստոնին և ֆրանսիայում թեզիս ղեկա-
վար, պրոֆեսոր Տ. Դանիելյանին դաշտային և լա-

բորատոր աշխատանքներին աջակցելու, խորհրդատվության, ինչպես նաև Հայաստանում Ֆրանսիական դեսպանատանը՝ ուսումնա Ֆրանսիայում ֆինանսավորելու համար:

Հողվածի քննարկման և օգտակար դիտողությունների համար շնորհակալություն եմ հայտնում

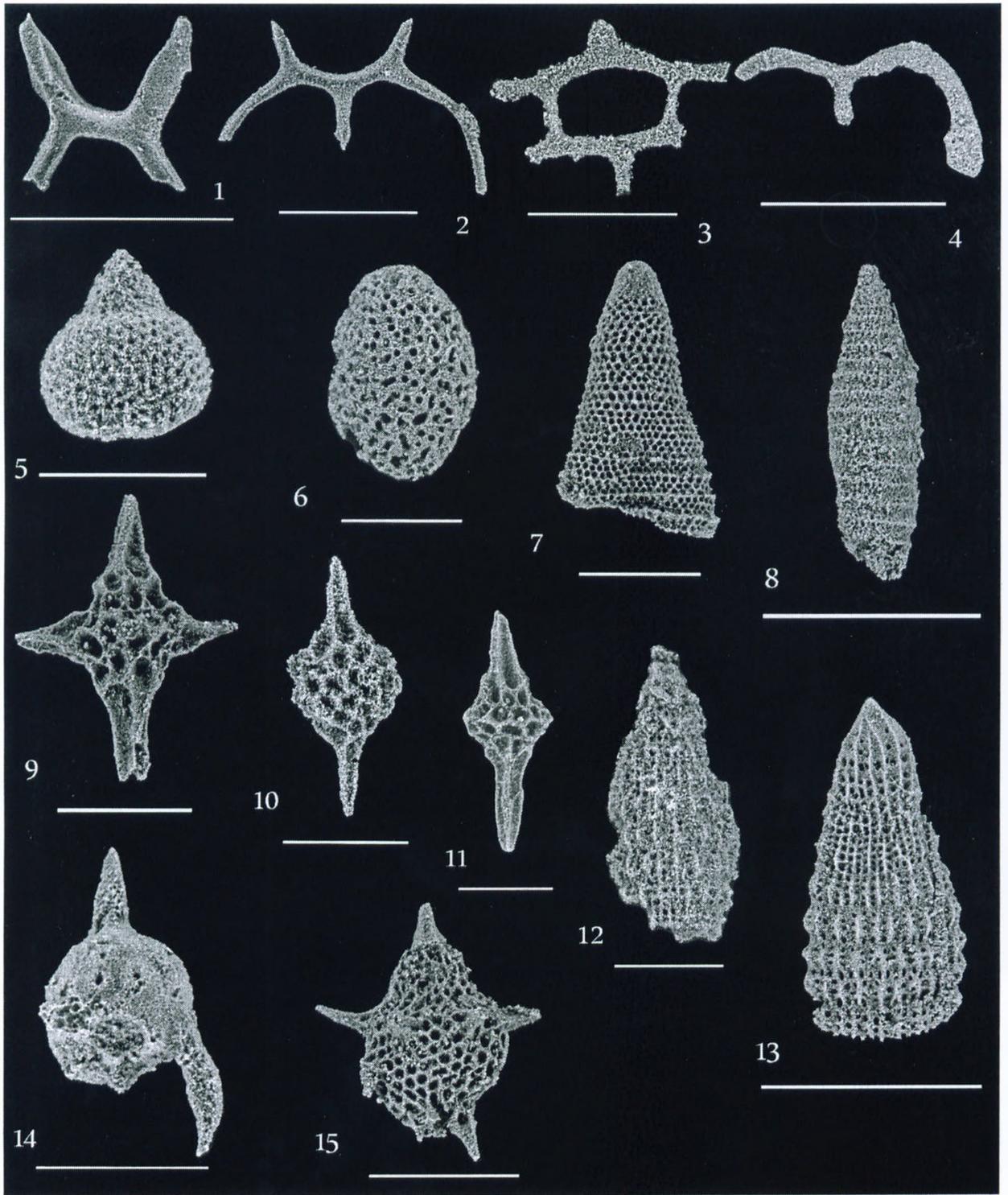
Հայաստանում թեզիս դեկավար, երկրաբանական գիտությունների դոկտոր Մ. Սաթյանին, ԵՊՀ պրոֆեսոր Հ. Սարգսյանին, Երկրաբանական քանդարանի տնօրեն, գիտ. թեկնածու Ա. Գրիգորյանին և բոլոր մյուս աջակիցներին:



Նկ. 4: Միջին յուրալի (բայոսի) ռադիոլարիաները ուսումնասիրված սկանացնող էլեկտրոնային մանրադիտակով Vedi-4 (№1-6, №8) և Vedi07-02 (№7) նմուշներում: Մասշտաբը՝ 100 ք համապատասխանաբար №1-6, №8 և 50 ք՝ №7 տեսակների համար:

Plate 4: Scanning Electron Microphotographs of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria yielded from sample Vedi-4 (figs. 1-6, 8) and Vedi07-02 (figs. 7). Bar scale equals 100 μ for figs. 1-6, 8 and 50 μ for figs. 7.

1-Cyrtocapsa mastoidea, 2-Unuma laticostatus, 3-Striatojaponocapsa plicarum plicarum, 4-Unuma echinatus, 5-Dictyomitrella (?) kamoensis, 6-Trilococapsa (?) fusiformis, 7-Eucyrtidiellum unumaense unumaense, 8-Stichocapsa japonica



Նկ. 5: Միջին յուրայի (բայոսի) ռադիոլարիաները ոտումնասիրված սկանացնող էլեկտրոնային մանրադիտակով հետևյալ նմուշներում՝ Vedi-3 (№2-4, №8, №10, №12), Vedi-02 (№15), Vedi07-02 (№6, №13) և Arm 013 (№1, №5, №7, №9, №11, №14)։ Մասշտաբը համապատասխանաբար 100 ք. №3, №5-7, №9-12, №14-15 և 200 ք. №1-2, №4, №18-19, №10, №13; 300 ք. №8 տեսակների համար։
 Plate 2: Scanning Electron Microphotographs of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria yielded from sample Vedi-3 (figs. 2-4, 8, 10, 12), Vedi-02 (figs. 15), Vedi07-02 (figs. 6, 13) and Arm 013 (figs. 1, 5, 7, 9, 11, 14). Bar scale equals 100 μ for figs. 3, 5-7, 9-12, 14-15; 200 μ for figs. 1-2, 4, 10, 13, 300 μ for fig. 8.

1-*Hexasaturnalis suboblongus*, 2-*Hexasaturnalis tetraspinus*, 3-?*Parasaturnalis diplocyclis*, 4-*Achanthocircus protoformis*, 5-*Willriedellum* sp. cf. *W. yaoi*, 6-*Archicapsa* (?) *pachyderma*, 7-*Mirifusus fragilis* s.l., 8-*Mirifusus proavus*, 9-*Zartus dickinsoni* gr., 10-*Pantanellium* sp. A, 11-*Trillus seidersi*, 12-*Transhsuum maxwelli* gr., 13-*Transhsuum hisuikyoense*, 14-*Saitoum* sp. aff. *S. levium*, 15-*Yamatoum* sp. cf. *Y. spinosum*.

Օգտագործված գրականությունը

- Акопян В.Т. (1978). Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд АН Арм. ССР. 275 с.
- Багдасарян Г.П., Варданян А.В., Сатиан М.А. (1988). О возрасте вулканических пород офиолитовой ассоциации (Армянская ССР). Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, №6, с. 11-18.
- Белов А.А., Брагин Н.Ю., Вишневская В.С., Сатиан М.А., Соколов С.Д. (1991). Новые данные о возрасте офиолитов Веди (Армения). ДАН СССР, т. 321, №4, с. 784-788.
- Вишневская В.С. (1990). Позднемезозойские вулканогенно-кремнистые толщи, стратиграфия и условия формирования на основе изучения радиоларий. М.: Наука, 46 с.
- Вишневская В.С. (2001). Биостратиграфия юрско-меловых отложений СССР. М.: Наука, с. 25-47.
- Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. (2005). О радиологическом возрасте диатрем. В кн.: Лампрофировые трубки взрыва Ведийской зоны (Армения). Ереван: Изд. Наири, с. 112-118.
- Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. (1976a). Комплексы мезозойских радиоларий Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., N 2, с. 155-160.
- Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. (1976b). Радиоларии и корреляция кремнистых толщ мезозоя Средиземноморского и Тихоокеанского поясов в пределах СССР. Том IX, Отчет по теме А.П.3/(I)Pz 3/569, Ленинград, 287 с.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В., Цамерян О.П., Дмитриев Л.В., Вишневская В.С., Колесов Г.М. (1986). Особенности структурной позиции и о составе вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. В сб. "Океанический магматизм", М.: "Наука", с. 216-241.
- Кванталиани И.В. (2000). Среднеюрские—раннемеловые аммониты Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Тбилиси: Изд АН Грузии. 90 с.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. (1976). Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон. "Геотектоника", 1976, N 4, с. 54-66.
- Паффенгольц К.Н. (1959). Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд АН Арм. ССР. 506 с.
- Ренгартен В.П. (1959). Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР М.: Изд. АН СССР. Т. 6, 537с.
- Сатиан М.А., Варданян А.В., Кванталиани И.В. (1989). Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. ДАН Арм ССР, Т. 88, № 5, с. 228-231
- Сатиан М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. (2001). О вулканогенно-осадочных формациях мезозоя верховья бассейна реки Веди (Ведийская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, №2, с. 6.-11.
- Соколов С.Д. (1977). Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука. 93 с.
- Aita, Y. (1987). Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily. Science Reports of the Tohoku University, Series 2. Geology 58, 1-91.
- Baumgartner, P.O. (1980). Late Jurassic Hagiastriidae and Patulibracchidae (Radiolarian) from the Argolis Peninsula (Peleponnesus, Greece). Micropaleontology, 26 (3), 274-322.
- Baumgartner, P.O. (1984). A Middle Jurassic-Early Cretaceous low latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites. Eclogae Geologicae Helveticae. 77 (3), 729-841.
- Baumgartner, P.O., Bartolini, A., Carter, E.S., Conti, M., Cortese, G., Danelian, T., De Wever, P., Dumitrica, P., Dumitrica-Jud, R., Gorican, S., Guex, J., Hull, D.M., Kito, N., Marcucci, M., Matsuoka, A., Murchey, B., O'Dogherty, L., Savary, J., Vishnevskaya, V., Widz, D. & Yao, A. (1995). Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. In: Baumgartner, P.O., O'Dogherty, L., Gorican, S., Urquhart, E., Pilleveit, A. & De Wever, P. (Eds), Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. Mémoires de Géologie (Lausanne), 23, 37-1048.
- Beccaro, P. 2006. Radiolarian Biostratigraphy of Middle-Upper Jurassic pelagic siliceous successions of Western Sicily and the Southern Alps (Italy). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 45, 86 p, 12 pls.
- Campbell, A. S. (1954). Radiolaria. In Moore, R. C. Ed. Treatise on Invertebrate Paleontology-Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence/ Kansas. Part. D, Protista 3, 11-195
- Chiari, M., Marcucci M. and Prela M., (2002). New Species of Jurassic Radiolarians in the Sedimentary Cover of Ophiolites in the Mirdita Area, Albania. Micropaleontology, Vol. 48, Supplement 1: Micropaleontology of Radiolarians: Proceedings of INTERRAD 9 (2002), pp. 61-87 (article consists of 27 pages)
- Danelian, T., Galoyan, G., Rolland, Y. & Sosson, M. (2007). Palaeontological (Radiolarian) Late Jurassic age constraint for the Stepanavan ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia). Bulletin of the Geological Society of Greece, 40, 31-38.
- Danelian T., Asatryan G., Sosson M., Person A., Sahakyan L., Galoyan G. (2008). Discovery of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria from the sedimentary cover of the Vedi ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia). C. R. Palevol 7, 327-334
- Danelian T., Asatryan G., Sahakyan L., Galoyan G., Sosson M. & Avagyan A. (2009) - New and revised Radiolarian biochronology for the sedimentary cover of ophiolites in the Lesser Caucasus (Armenia) - *Geological Society Special Publication "Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform"* (accepted)
- De Wever P. (1981). Une nouvelle sous-famille, les poulpinae, et quatre nouvelles espèces de Saitoum Radiolaires mésozoïques téthysiens. *Géobios*, n° 14, fasc. 1p. 5.15, 1 fig., 1 pl.
- Dumitrica, P. (1970). Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie (série Géologie)*, 14 (1), 45-124.
- Dumitrica, P. et Dumitrica-Jud, R. (2005). Hexasaturnalis nakasekoi nov. sp., une espèce jurassique de Radiolaires Saturnalidae confondue fréquemment avec Hexasaturnalis suboblongus (Yao). *Revue de Micropaléontologie*, 48 (3), 159-168
- Ehrenberg, C. G. (1875). Fortsetzung der microgeologischen Studien als Gesamt-Uebersicht der mikroskopischen Palaontologie gleichartig analysirter Gebirgsarten der Erde, mit speciller Rucksicht auf den Polycystinen-Mergel von Barbados.-K. Akad. Wiss. Berlin, Abh., 1-225.
- Galoyan G. (2008). Etudes pétrologiques, géochimiques et géochronologiques des ophiolites du Petit Caucase (Arménie), Université de Nice-Sophia Antipolis-UFR, Géosciences Azur, pg. 271
- Gorican, S. (1987). Jurassic and Cretaceous radiolarians from the Budva zone (Monténégro, Yugoslavia). *Revue de Micropaléontologie*, 30 (3), 177-196.
- Haেকে, E. (1881). Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien (Basis for a radiolarian classification from the study of Radiolaria of the Challenger collection). *Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft*, 15, 418-472.
- Haেকে, E. (1887). Report on Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. *Rep. Sci. Res. Voyage H.M.S. Challenger 1873-76, Zoology* 18, 1-1803.

- Hatakeda K., Suzuki N., Matsuoka A. (2007). Quantitative morphological analyses and evolutionary history of the Middle Jurassic polycystine radiolarian genus *Striatojaonocapsa* Kozur. *Marine Micropaleontology*, 63, p. 39-56.
- Hori N., Wakita K. (2006). Early Middle Jurassic (late Aalenian) radiolarian assemblage in a manganese nodule from Kochi Prefecture, Southwest Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, p. 45-60.
- Hull, D.M. (1997). Upper Jurassic Tethyan and southern Boreal radiolarians from western North America. *Micropaleontology* 43 (Suppl. 2), 1-202.
- Ishida, K. and Hirsch, F., 2001, Taxonomy and faunal affinity of late Carnian -Rhaetian conodont in the Southern Chichibu Belt, Shikoku, SE Japan. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 107(2), 227-250.
- Ichikawa, K. et Yao, A. (1976). Two new genera of Mesozoic cyrtoid radiolarians from Japan. In Takayanagi, Y. et Saito, T. Eds. *Progress in Micropaleontology, Special Publication- Micropaleontology Press, The American Museum of Natural History, New York*, 110-117.
- Isozaki, Y. et Matsuda, T. (1985). Early Jurassic radiolarians from bedded chert in Kamiasso, Mino Belt, central Japan. *Earth Science, Journal of the Association for the geological Collaboration in Japan*, 39 (6), 429-442.
- Kozur, H. (1984). New radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic. *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 13 (2), 49-88.
- Kozur, H., Mostler, H. (1983). The polyphyletic origin and the classification of the Mesozoic saturnalids (Radiolaria). *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 13, 1-47.
- Matsuoka, A. (1983a). Middle and Late Jurassic radiolarian biostratigraphy in the Sakawa and adjacent areas, Shikoku, Southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 26 (1), 1-48. (in Japanese)
- Matsuoka, A. (1983b). The conformable relationship between chert beds and clastic beds in the Triassic-Jurassic sequence of the southern subbelt of the Chichibu belt, Kochi prefecture. *Journal of the Geological Society of Japan*, 89, 407-410. (in Japanese)
- Matsuoka, A. et Yao, A. (1986). A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. *Marine Micropaleontology*, 11 (1-3), 91-106.
- Mizutani, S. et Kido, S. (1983). Radiolarians in Middle Jurassic siliceous shale from Kamiasso, Gifu Prefecture, Central Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, 132, 253-262.
- O'Dogherty, L., Bill, M., Gorican, S., Dumitrica, P., Masson H. (2005). Bathonian radiolarians from an ophiolitic mélange of the Alpine Tethys (Gets Nappe, Swiss-French Alps). *Micropaleontology*, 51, 425-485.
- Pessagno, E. A. (1977). Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. *Micropaleontology*, 23 (1), 56-113.
- Pessagno, E. A. et Blome, C. (1980). Upper Triassic and Jurassic Pantanellinae from California, Oregon and British Columbia. *Micropaleontology*, 26 (3), 225-273.
- Pessagno, E.A., Blome, C.D., Hull, D.M., Six, W.M. (1993). Jurassic Radiolaria from the Josephine ophiolite and overlying strata, Smith River subterrane (Klamath Mountains), northwestern California and southwestern Oregon. *Micropaleontology*, 39, 93-166.
- Pessagno, E. A et Whalen, p. (1982). Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B. C. *Micropaleontology*, 28 (2), 111-169.
- Rüst, D. (1985). Beiträge zur Kenntniss de fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. *Palaeontographica*, 31, 269-321.
- Sosson, M., Rolland, Y., Galoyan, G., Melkonyan, R., Avagyan, A., Jrbashian, R. et Stephan, J.-F. (2008). Obduction and collision in the Lesser Caucasus. *Geological Society London, Special Publication* (submitted).
- Squinabol, S. (1903). Le Radiolarie dei noduliscelciosi nella Scaglia degli Euganei. *Contribuzione I. Rivista Italiana di Paleontologia*, 9, 1005-151.
- Takemura, A. (1986). Classification of Jurassic Nassellarians (Radiolaria). *Palaeontographica. Abteilung A: Paläozoologie-Stratigraphie*, 195 (1-3), 29-74.
- Tan, S.H. (1927). Over de samenstelling en het ontstaan van krijt-en mergel-gesteenten van de Molukken. *Jarboek van het mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indie, Jaargang 55, 1926, verhandelingen*, 3rd gedeelte, 5-156.
- Tonielli, R. (1991). Associazioni a radiolari dei <<Calcari e Mame a Posidonia>> del Monte Terminilletto (RI). *Paleopelagos*, 1, 18-37.
- Vishnevskaya, V. (1995). Jurassic and Cretaceous Radiolarians from the Lesser Caucasus (Zod Pass, Mount Karawal and site 22 in the Koshuni River Basin). In: Baumgartner, P.O. † aul., Mémoires de Géologie (Lausanne), 23, 701-708, Jurassic-Lower Cretaceous Radiolarians from de Caucasus and the Carpathians, 915-921
- Yao, A. (1972). Radiolarian fauna from the Mino Belt in the northern part of the Inuyama Area, Central Japan, Part I: Spongosaturnalids. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 15, 21-65.
- Yao, A. (1979). Radiolarian fauna from the Mino Belt in the northern part of the Inuyama Area, Central Japan, Part II: Nassellaria I. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 22, 21-72.
- Yao, A. (1982). Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 25, 5

Գրախոս՝ Մ. Գրիգորյան

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕДИЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСА РАДИОЛЯРИЙ

Г.М. Асатрян

Резюме

Биохронология радиолярий очень важна для датировки осадочного покрытия офиолитов Армении и позволяет обеспечить более надежное определение возраста остатков океанической коры Тетиса в Армении. В статье представлено описание установленных радиоляритов, отобранных из вулканогенно-осадочных отложений, расположенных в Ведийской офиолитовой зоне. Большинство образцов коррелировано с Унитарными Зонами Ассоциации 3-4 (UAZ 3-4, нижний/средний байос). Возраст одного образца (Vedi-4), возможно, относится к верхнему байосу (UAZ-4).

NEW DATA ABOUT THE AGE OF OPHIOLITES IN THE VEDI ZONE ON THE BASIS OF RADIOLARIAN ASSEMBLAGES

G. M. Asatryan

Abstract

Radiolarian biochronology is of great importance for dating the sedimentary cover of ophiolites and allows therefore to provide important constraints for the age of Tethyan oceanic crust remnants in Armenia. We here present the Radiolarian assemblages identified in radiolarian cherts intercalated with ophiolitic lavas of a single outcrop situated in the Vedi ophiolitic zone. Most of the samples are correlated with the Unitary Association Zones (UAZ) 3-4 (early/middle Bajocian). One of them further suggests that the age of the outcrop may be restricted to the UAZ-4.

ՄԻՍՏԵՄԱՏԻԿԱ

Ստորև բերվում է Վեդի գետի վերին հոսանքին հարող կտրվածքում որոշված միջին յուրայի շերտագրական կարևորություն ունեցող ռադիոլարիաների սիստեմատիկան:

Սեռ *ACANTHOCIRCUS* *SQUINABOL*

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Acanthocircus irregularis* SQUINABOL, 1903

1903 : *Acanthocircus* n. gen.; SQUINABOL, էջ. 124

Acanthocircus protoformis (YAO)

(նկ. 5.4)

1972 : *Spongosaturnalis protoformis* n. sp.; YAO, էջ. 27, նկ. I, 2-7, նկ. X, 1-2

1995 : *Acanthocircus protoformis* (YAO); BAUMGARTNER և այլք, էջ. 64, նկ. 2021, 1-3

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-8 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995): :

Սեռ *ARCHICAPSA* *HAECKEL*

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Archicapsa pyriformis* RÜST, 1885

1881 : *Archicapsa* n. gen.; HAECKEL, էջ 428

Archicapsa (?) pachyderma TAN

(նկ. 5.6)

1927: *Cyrtocalpis pachyderma* TAN; էջ. 41, նկ. 7.28

1986 : *Archicapsa (?) pachyderma* (TAN); MATSUOKA և YAO, նկ. 1.5, նկ. 3, 1a- b

1995: *Archicapsa (?) pachyderma* (TAN); BAUMGARTNER և այլք, էջ. 114, նկ. 4007

2001 : *Archicapsa (?) pachyderma* (TAN); ISHIDA և այլք, էջ. 757, 6 (7)

2006 : *Archicapsa (?) pachyderma* (TAN); HORI և WAKIDA, էջ. 51, 7 (16)

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-4 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ *CYRTOCAPSA* *HAECKEL*

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Cyrtocapsa ovalis* RÜST, 1885

1881 : *Cyrtocapsa* n. gen.; HAECKEL, էջ. 439

Cyrtocapsa mastoidea YAO

(նկ. 4.1)

1979: *Cyrtocapsa mastoidea* n. sp.; YAO, էջ 36, նկ. 8, 1-8

1995: *Cyrtocapsa mastoidea* YAO; BAUMGARTNER և այլք, էջ. 168, նկ. 3307, 1-3

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-4 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ *DICTYOMITRELLA* *HAECKEL*

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Eucyrtidium articulatum* EHRENBERG, 1875

1887 : *Dictyomitrella* n. gen. ; HAECKEL, էջ 1476

Dictyomitrella (?) kamoensis MIZUTANI " KIDO

(նկ. 4.5)

1983: *Dictyomitrella (?) kamoensis* n.sp.; MIZUTANI և KIDO; էջ 258, նկ. 53, 2-4 b

1995: *Dictyomitrella (?) kamoensis* MIZUTANI և KIDO; BAUMGARTNER և այլք, էջ 188, նկ. 4014,

1-4

2005: *Dictyomitrella (?) kamoensis* MIZUTANI և KIDO; O'DOGERTY և այլք, էջ 452, նկ. 3, 15

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-7 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ *EUCYRTIDIELLUM* BAUMGARTNER

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Eucyrtidium (?) unumaensis* YAO, 1979

1984 : *Eucyrtidiellum* n. gen.; BAUMGARTNER, էջ 764

Eucyrtidiellum unumaense unumaense (YAO)

(նկ. 4.7)

1995 : *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* (YAO); BAUMGARTNER և այլք, էջ 222, նկ. 3012, 1-2
Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-8 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ *HEXASATURNALIS* KOZUR և MOSTLER

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Spongosaturnalis ? hexagonus* YAO, 1972

1983 : *Hexasaturnalis* n. gen.; KOZUR և MOSTLER, էջ 28

Hexasaturnalis suboblongus (YAO)

(նկ. 5.1)

1972 : *Spongosaturnalis (?) suboblongus* n.sp.; YAO, էջ 29, նկ. 3, 1-6, նկ. 10, 3a-c

1987 : *Acanthocircus suboblongus* (YAO); GORICAN, էջ 180, նկ. 3, 2-3

1995 : *Acanthocircus suboblongus suboblongus* (YAO); BAUMGARTNER և այլք, էջ 68, նկ. 3088, 1-4

2005 : *Hexasaturnalis suboblongus* (YAO); DUMITRICA և DUMITRICA-JUD, էջ 162, նկ. 1, 1-2

Hexasaturnalis tetraspinus (YAO)

(նկ. 5.2)

1972 : *Spongosaturnalis ? tetraspinus* n. sp.; YAO, էջ. 29, նկ. 4, 1-6; նկ. 11, 1-2

1991 : *Hexasaturnalis tetraspinus* (YAO); TONIELLI, էջ. 23, նկ. 1.5

1995 : *Hexasaturnalis tetraspinus* (YAO); BAUMGARTNER և այլք, էջ. 254, նկ. 3089, 1-3

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 1-6 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ *MIRIFUSUS* PESSAGNO,

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Mirifusus guadalupensis* PESSAGNO, 1977

1977 : *Mirifusus* n. gen.; PESSAGNO, էջ 83

Mirifusus fragilis s.l. BAUMGARTNER

(նկ. 5.7)

1984 : *Mirifusus fragilis* n.sp.; BAUMGARTNER, էջ. 770, նկ. 5.12, 16-17, 20-21

1995 : *Mirifusus fragilis s.l.* BAUMGARTNER; BAUMGARTNER և այլք, էջ. 316, նկ. 3159, 1-4

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-8 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Mirifusus proavus TONIELLI

(նկ. 5.8)

1991 : *Mirifusus proavus* n. sp.; TONIELLI, էջ. 24, նկ. 2, 2-4, 8

1995 : *Mirifusus proavus* TONIELLI; BAUMGARTNER և այլք, էջ. 322, նկ. 3158, 1-3

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 2-4 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ *PANTANELLIUM* PESSAGNO

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Pantanellium riedeli* PESSAGNO, 1977.

1977: *Pantanellium* n. gen.; PESSAGNO, էջ. 78

Pantanellium sp. A

(նկ. 5.10)

Նկարագրությունը: Նման է *Pantanellium* sp. N-ին ըստ Բաումգարտներ և այլք, 1995, սակայն ավելի ուռուցիկ է կենտրոնական մասում և ավելի երկար վերջույթներ ունի:

Սեռ *PARASATURNALIS* KOZUR և MOSTLER

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Spongosaturnalis ? diplocyclis* YAO, 1972

1972 : *Parasaturnalis* n. gen.; KOZUR և MOSTLER, էջ. 43

?Parasaturnalis diplocyclis (YAO)

(նկ. 5.3)

?1972 : *Spongosaturnalis ? diplocyclis* n. sp.; YAO, էջ. 33, նկ. 7, 1-2, 6-10

?1995 : *Parasaturnalis diplocyclis* (YAO); BAUMGARTNER և այլք, էջ. 388, նկ. 2013, 1-3

Սեռ *SAITOU* PESSAGNO

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Saitoum pagei* PESSAGNO, 1977

1977: *Saitoum* n. gen.; PESSAGNO, էջ. 96

Saitoum sp. aff. S. levium DE WEVER

(նկ. 5.14)

1981: *Saitoum levium* n. sp.; DE WEVER, էջ. 10, նկ. 1, 9-10

1995 : *Saitoum* sp.aff. *S. levium* DE WEVER; BAUMGARTNER և այլք, էջ. 486, նկ. 3026, 1-2
Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-4 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ STICHOCAPSA HAECKEL

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Stichocapsa jaspidea* RÜST, 1885 (ավելի ուշ անվանակոչված ըստ
CAMPBELL-ի, 1954, էջ.143)

1881: *Stichocapsa* n. gen.; HAECKEL, էջ. 439

Stichocapsa japonica YAO

(նկ. 4.8)

1979: *Stichocapsa japonica* n.sp.; YAO, էջ. 36, նկ. 6, 8-12; նկ. 7, 1-15

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-8 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ STRIATOJAPONOCAPSA KOZUR 1984,

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Tricolocapsa plicarum* YAO, 1979

1984 : *Striatojaponocapsa* n. gen.; KOZUR, էջ. 56

2005 : *Striatojaponocapsa* KOZUR; O'DOGHERTY և այլք, էջ. 447

Striatojaponocapsa plicarum plicarum (YAO)

(նկ. 4.3)

1979 : *Tricolocapsa plicarum* n. sp.: YAO, էջ. 32, նկ. 4, 1-11

1995 : *Tricolocapsa plicarum plicarum* YAO; BAUMGARTNER և այլք, էջ. 598, նկ. 4053, 1-3

2007 : *Striatojaponocapsa plicarum plicarum* (YAO); HATAKEDA և այլք, էջ. 44, նկ. 1, 1-10

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 4-5 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ TRANSHSUUM TAKEMURA

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Transhsuum medium* TAKEMURA, 1986

1986 : *Transhsuum* n. gen.; TAKEMURA, էջ. 51

Transhsuum hisuikyoense (ISOZAKI " MATSUDA)

(նկ. 5.13)

1985 : *Hsuum hisuikyoense* n. sp.; ISOZAKI և MATSUDA, էջ. 437, նկ. 2, 10-18

3194, 1-4
1995 : *Transhsuum hisuikyoense* (ISOZAKI և MATSUDA), BAUMGARTNER և այլք, էջ. 580, նկ.

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 2-7 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Transhsuum maxwelli gr. (PESSAGNO)

(նկ. 5.12)

1977 : *Hsuum maxwelli* n. sp.; PESSAGNO, էջ. 81, նկ. 7, 14-16

1995 : *Transhsuum maxwelli* gr. (PESSAGNO); BAUMGARTNER և այլք, էջ. 582, նկ. 3180, 1-6

2005 : *Transhsuum maxwelli* gr. (PESSAGNO); O'DOGHERTY և այլք, էջ. 450, նկ. 2, 14, 18-23

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-10 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ TRICOLOCAPSA HAECKEL

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Tricolocapsa theophrasti* HAECKEL, 1887 (ավելի ուշ անվանարկված
CAMPBELL-ի կողմից, 1954)

Tricolocapsa (?) fusiformis YAO

(նկ. 4.6)

1979 : *Tricolocapsa (?) fusiformis* n.sp.; YAO, էջ. 33, նկ. 4. 12-18; նկ. 5, 1-4

1995 : *Tricolocapsa (?) fusiformis* YAO; BAUMGARTNER և այլք, էջ. 596, նկ. 4049, 1-2

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-5 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ TRILLUS PESSAGNO և BLOME

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Trillus seidersi* PESSAGNO և BLOME, 1980

1980 : *Trillus* n.gen.; PESSAGNO և BLOME, էջ. 248

Trillus seidersi PESSAGNO և BLOME

(նկ. 5.11)

1980 : *Trillus seidersi* n. sp.; PESSAGNO և BLOME, էջ. 9, 2-4, 9, 19

Սեռ UNUMA ICHIKAWA և YAO

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Unuma (Unuma) typicus* ICHIKAWA " YAO, 1976

Unuma echinatus ICHIKAWA և YAO

(նկ. 4.4)

1976 : *Unuma echinatus* n.sp.; ICHIKAWA և YAO, էջ. 112, նկ. 1, 5-6; նկ. 2, 5-7

1995 : *Unuma echinatus* (ICHIKAWA և YAO); BAUMGARTNER և այլք, էջ. 620, նկ. 3231, 1-4

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 1-6 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Unuma laticostatus (AITA)

(նկ. 4.2)

1987: *Tricolocapsa laticostatus* n.sp.; AITA, էջ 76, նկ. 4, 7a-8b; նկ. 10, 8-9

1995: *Unuma laticostatus* (AITA); BAUMGARTNER և այլք, էջ 622, նկ. 4058, 1-4

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 2-5 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ *WILLIRIEDELLUM DUMITRICA*

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA, 1970

1970: *Williriedellum* n. gen.; DUMITRICA, էջ. 69.

Williriedellum sp. cf. *W. yaoi* (KOZUR)

(նկ. 5.5)

cf. 1984: *Praezhamoidellum yaoi* n. sp.; KOZUR, էջ. 53, նկ. 3, 3a-b

cf. 2005: *Williriedellum yaoi* (KOZUR); O'DOGHERTY և այլք, էջ. 446, նկ. 9, 6-12

Սեռ *YAMATOUM TAKEMURA*

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Yamatoum elegans* TAKEMURA, 1986

1986: *Yamatoum* n. gen.; TAKEMURA, էջ. 55

Yamatoum sp. cf. *Y. spinosum* TAKEMURA

(նկ. 5.15)

1986: *Yamatoum spinosum* n. sp.; TAKEMURA, էջ. 56, նկ. 8. 1-3

1995: *Yamatoum spinosum* TAKEMURA; BAUMGARTNER և այլք, էջ. 650, նկ. 4077, 1-3

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 1-4 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

Սեռ *ZARTUS PESSAGNO և BLOME*

Ներկայացուցիչ տեսակը: *Zartus jonesi* PESSAGNO և BLOME, 1980

1980: *Zartus* n. gen.; PESSAGNO և BLOME, էջ 249

Zartus dickinsoni gr. PESSAGNO և BLOME

(նկ. 5.9)

1980: *Zartus dickinsoni* n.sp.; PESSAGNO և BLOME, 250, նկ. 8, 1-2, 17-18, 23

1995: *Zartus dickinsoni* gr. (PESSAGNO և BLOME); BAUMGARTNER և այլք, էջ 652, նկ. 3041, 1-6

Շերտագրական ստորաբաժանումը: 3-4 բիոզոնա ըստ BAUMGARTNER և այլք, (1995):

ЮРСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АРМЕНИИ (СОМХЕТО-КАРАБАХСКАЯ ЗОНА, ТАВУШСКИЙ МАРЗ)

© 2009г. Р. А. Мандалян

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

Поступила в редакцию 10.05.2009 г.

Выделены и охарактеризованы геологические формации северо-восточной части Армении от основания юрского разреза до его кровли. По результатам комплексных исследований в юрском развитии региона выделены три этапа: лейас–поздний аален, байос–бат и келловей–поздняя юра. Каждый из них характеризуется весьма специфическим развитием, включая особенности седиментации, вулканизма и палеогеографии.

Формационный анализ является совершенным средством для выявления строения, состава и закономерностей развития Земной коры в пределах крупных регионов, прогноза полезных ископаемых и распознавания опасных геологических явлений. Его осуществление позволяет собрать воедино максимум геологических признаков и гармонизировать их, придав генетический смысл. Очень важным является выявление временной последовательности развития формаций с установлением вертикальных рядов. Формационный анализ подтвердил важную роль и при построении литодинамических комплексов, и без его исходных данных вряд ли возможно выделение тектоно-стратиграфических блоков (террейнов), которые могут слагаться разными по происхождению геологическими телами, объединенными посредством слияния или нагромождения.

В настоящей статье охарактеризованы юрские осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические формации северо-восточной части Армении – от междуречья Дебед-Агстев на западе до бассейна р. Хндзорут на востоке. Их изучение проводилось автором с начала 60-х годов прошлого столетия, причем на первом этапе исследованиями были охвачены преимущественно верхнеюрские (Мандалян, 1965, 1979, 1990), а затем нижне-среднеюрские толщи (Мандалян, 1990, 2006, 2007, 2008; Мандалян, Степанян, 2008). В структурном плане изученная территория охватывает Шамшадинский антиклинорий и Иджеванский синклинорий вместе с сопредельной частью Алавердского антиклинория, являющиеся составной частью Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа. Данная территория слагается преимущественно юрскими (мощность 4200–4700 м) и меловыми (1500–1800 м) образованиями при весьма ограниченном развитии кайнозойских отложений. Основу принятого стратиграфического подразделения здесь составляют работы К.Н. Паффенгольца (1947), А.Т. Аслаяна (1958), А.А. Атабекяна (1954), Н.Р. Азаряна (1963, 1982), Г.А. Чубаряна (1970, 1973), Г.А. Туманяна (1975, 2008) и др.

Выделение и типизация юрских формаций нами проводились на основе следующих факторов: распространение, условия залегания, стратиграфический объем, строение, литологический

и петрографо-минеральный состав, петрохимические особенности, корреляция с сопредельными регионами. Из этого материала вырастают признаки палеогеографического и тектонического характера. Представляя колонку юрских образований северо-восточной Армении (рис. 1), поясним, что ее основание залегает на герцинском сиалическом кристаллическом фундаменте, обнаженном в ядре Шамшадинского антиклинория в пределах Ахумского выступа. По составу фундамент слагается кварц-полевошпатово-хлорит-серицитовыми метаграувакками, зелеными сланцами с отдельными графитизированными горизонтами и при некотором развитии герцинских метафиолитов (Агамалян, 2006).

Ранняя терригенная формация лейаса-нижнего аалена

Рассматриваемая формация слагается песчано-глинистыми накоплениями мощностью 180–260 м, залегающими на размытой поверхности кристаллического фундамента и обнаженными в приразломной зоне по северным склонам Миапорского хребта в ядре Шамшадинского антиклинория. Узкой, слегка прерывистой полосой терригенные образования развиты в верховьях рек Хндзорут, Тавуш, Ахум и далее к западу тектонически выклиниваются по сбросовому нарушению значительной амплитуды. В Миапорской разломной полосе имеет место срезание основания – нижней части разреза терригенных накоплений, а также частичное формирование в них крутых (65–70°) и близвертикальных падений (рис. 2).

Данная формация слагается крупноритмичным чередованием песчаников (30–40%), алевролитов (20–25%), аргиллитов и алевролитов (30–40%). В составе псаммитовых пород преобладают кварц-лититовые песчаники при меньшем развитии существенно кварцевых разновидностей. В первой группе кварц представлен угловато-окатанными, изометричными, лапчатыми и копьевидными зернами, слагающими 68–75% от общего количества терригенных фрагментов. Он больше слагается разновидностями с нормальным и реже волнистым или мозаичным угасанием. Полевые шпаты представлены небольшим (3–5%) количеством кислых плагиоклазов,

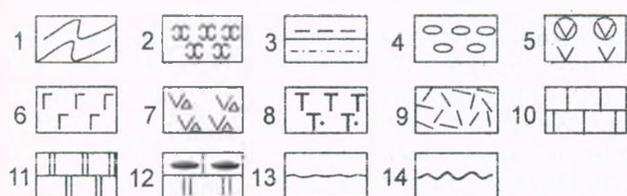
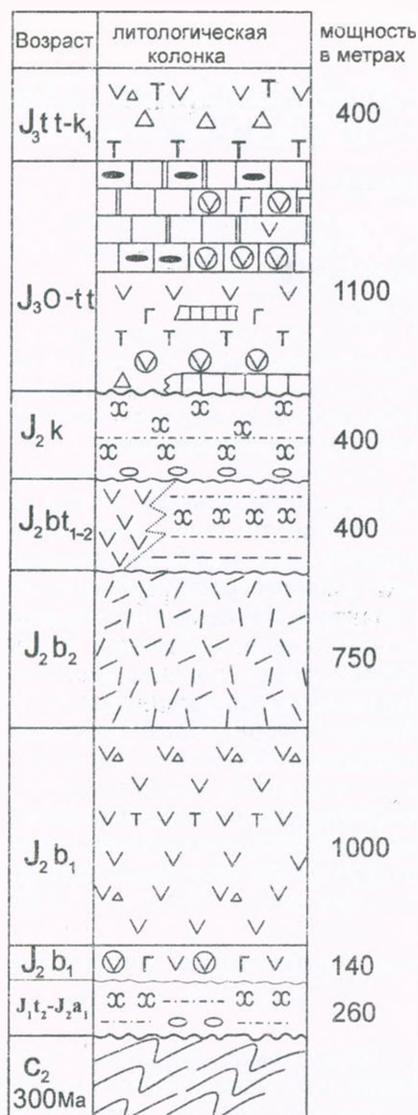


Рис. 1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка юры северо-восточной Армении (Тавушская область). Условные обозначения: 1. Кристаллический фундамент. 2. Песчаники, алевролиты. 3. Глины, аргиллиты. 4. Конгломераты. 5. Основные, средние вулканы подушечного и массивного строения. 6. Гиалокластиты. 7. Вулканические брекчии. 8. Туфы, туффиты. 9. Риолиты, риодациты. 10. Известняки. 11. Доломиты. 12. Кремнистые слои и линзы в карбонатных породах. 13. Эрозионное несогласие. 14. Угловое несогласие.

а их сильная преобразованность наложенной каолинитизацией, серицитизацией и альбитизацией, включая формирование псевдоморфоз со слабыми первичными признаками, позволяет предполагать более высокое первоначальное присутствие, достигавшее 7–10%. Мусковит

представлен пластинчатыми зернами, ориентированными по напластованию, и очень мелкими рассеянными блестками. Под микроскопом бесцветен $N > 1,540$, но $< 1,610$. Содержит редкие точечные включения рудного минерала. Обломки пород представлены следующими типами:

- кварц-слюдистыми, кварц-плагиоклаз-слюдистыми сланцами с гранобластовой и микросланцевой структурами;

- кислыми вулканидами с микрофельзитовой и фельзит-порфировой структурами, их туфами, реже кислыми интрузиями и зернами гранофиров;

- аргиллитами с микросланцевой структурой;

- кварцито-песчаниками и кварцитами песчано-гравийной размерности.

Песчаники характеризуются небольшим присутствием тяжелой фракции, представленной главным образом пиритом, лимонитом, гематитом и магнетитом. Из аксессуаров почти постоянно присутствует циркон (от ед. знаков до 7,5%). Слюды представлены мусковитом в количестве от ед. знаков до 5%. Цемент слагается глинистой (серицит-гидрослюдистой) мелко-тонкодисперсной массой, вероятно образованной путем перерождения первоначального каолинит-гидрослюдистого материала.

Кварцевые песчаники развиты в меньшем количестве и представлены небольшими пачками и отдельными слоями в составе терригенных накоплений. По данным шлифов, содержание кварца в них достигает 80–85% при небольшом присутствии полевых шпатов, мусковита и лититового компонента, аналогичного вышеописанному. Органические остатки в составе песчаников и алевропелитов весьма редки – известны только несколько находок пелеципод *Mytilocerasmus dubius* (Sow.) и *M. Amygdaloides Goldf.*, характерных для верхнего тоара и нижнего аалена (Пелециподы и кораллы, 1983; Юра Кавказа, 1992). В нескольких участках развития алевропелитов и аргиллитов встречаются радиальные отпечатки створок пелеципод и обрывки самих раковин. Таким образом, вопрос о присутствии других ярусов лейаса здесь остается открытым.

Изученные песчаники характеризуются высокими содержаниями SiO_2 : в кварц-лититовых разностях они колеблются в пределах 72,60–78,30% при среднем содержании 74,69%, а в существенно кварцевых песчаниках эта цифра поднимается до 80,37%. Для обеих разновидностей характерно постоянное превышение калия над натрием при соотношении их окислов до 1,52 (табл. 1, № 1, 2). По результатам 22 анализов, терригенным образованиям тоара-нижнего аалена присущи невысокие содержания $S_{орг}$, которые в песчаниках и алевролитах колеблются в пределах 0,03–0,07% и слегка возрастают в аргиллитах, достигая 0,07–0,1%, что связано с их интенсивными преобразованиями.

Глинистые породы представлены аргиллитами, которые в приразломных участках превращены в филлитовидные сланцы. Их естественный цвет светло-коричневый, но, покрываясь

железистой пленкой толщиной до 3 мм, эти породы в обнажении часто выглядят бурожелезистыми или темно-коричневыми. Согласно И.Х. Петросову (1983) гидрослюда является единственным породообразующим их минералом и относится к диоктаэдрическому типу модификации 2М. Наряду с этим, меньше развита их ветвь, содержащая примесь каолинита или хлорита, причем они встречаются каждая в отдельности, а не в сочетании.

Итак, в основании юры Шамшадинского антиклинория обособляется специфическая терригенная формация, возникшая при решающем значении мафических источников сноса. Это древняя кислая вулканоплутоническая ассоциация и гранитно-метаморфический комплекс при участии терригенных накоплений типа аркозов, кварцито-песчаников, кварцитов, которые возникли при первоначальном размыве перечисленных групп пород. Фемические источники питания здесь имели подчиненное значение. Описанная специфика терригенных накоплений порождена обстановкой крутого континентального склона, по которому обломочный материал периодически перемещался с мелководья в глубоководную часть моря. А их минеральная зрелость во многом унаследована от их герцинских первоисточников, претерпевших комплекс изменений — от регионального и контактового метаморфизма до обстановки коры выветривания, а затем, как минимум, двукратный переувлажнение (Мандалян, Степанян, 2008). Особо отметим, что описанная седиментационная обстановка имела место в тоаре-аалене и является важной вехой для понимания последующего развития изученного региона. Что касается ранних этапов нижней юры, то об их развитии можно судить по соответствующим образованиям Грузии (Локский и Храмский массивы) и Азербайджана (Асрик-чай) ввиду их незафиксированности в нашем регионе.

Согласно М.В. Топчишвили и Г.Ш. Надарейшвили (2004) в геттанге на территории Южнокавказского микроконтинента со стороны Малокавказской ветви океана Тетис начинается обширная трансгрессия, сопровождаемая формированием конгломератов, грубозернистых аркозовых и кварцевых песчаников, причем в составе первых преобладают кислые эффузивы, и в меньшей мере развиты породы метаморфического фундамента. В синемюрском веке море проникло вглубь Локского и Храмского массивов с накоплением слюдистых песчаников, содержащих богатые виды аммонитов и двустворчатых моллюсков. В плинсбах море почти нацело затопляет площади этих массивов, причем к концу века происходит углубление бассейна. В Асрикчайском разрезе первоначально накапливались грубообломочные терригенные образования и серицито-кварцевые песчаники с растительными остатками и обломками двустворок (геттанг, низы синемюра, мощность 280–300 м). В синемюре формировались бескарбонатные песчаники (80 м) с аммонитами и линзами конгломератов в кровле. В верхней части разреза (плинсбах, тоар-нижний аален, мощность 250 м) преобладают аргиллиты,

которые в кровле переслаиваются с алевролитами и содержат аммониты и двустворки (Юра Кавказа, 1992).

Спилит-диабазовая формация нижнего байоса

Ввиду редкости обнажений, к тому же расположенных на значительном удалении друг от друга, выделение данной формации имеет предварительный характер и основано на следующих фактах.

В верховье р. Ахум, к югу от местечка Гетиа-кунк (по правобережью реки) на дислоцированных песчано-глинистых образованиях лейаса — нижнего аалена залегает вулканическая толща мощностью от 15–20 до 140 м, которая сложена потоками мелкошаровых вулканитов основного состава. Шары очень крепкие, округлые, изредка слегка сплюснутые. Их величина в поперечнике колеблется в пределах 10–12 × 13–16 см. Содержат непостоянное количество миндалинов, выполненных кварцем, хлоритом, эпидотом и кальцитом. В шлифах нижней-средней части вулканической толщи определяется типичная спилитовая структура, образованная длинными тонкими лейстами альбита, погруженными в интенсивно хлоритизированный и частично эпидотизированный мезостазис. Выше по разрезу переходят в спилитовидные базальты (рис. 3) и другие основные эффузивы афировой или порфириковой структуры.

Связующая масса мелкошаровых лав представлена зеленовато-серыми от хлорит-эпидотизации и вишневыми от гематитизации гиалокластитами, плотно облекающими сфероиды и с трудом отбивающимися молотком. А в основании этой вулканической толщи местами присутствуют мелкие обожженные включения аргиллитов, спаянные с шарами. Спилитовый характер вулканитов подтверждает химанализ (табл. 1, №3). Согласно В.А. Агамалюну (2006) непосредственно к северо-западу от описанного участка в основании спилитовых потоков присутствуют включения аргиллитов и алевролитов, содержащих радиолярии.

Непосредственно к востоку от изученной территории (бассейны рек Шамхорчай и Кошкарчай, Азербайджан) спилиты развиты в составе нижней части вулканической толщи нижнего байоса. На кошкарчайском участке они развиты обильнее и представлены в сочетании со спилитовыми порфиритами, вариолитовыми кварцевыми спилитами, диоритовыми и пикритовыми порфиритами (Абдуллаев, 1963).

Судя по результатам бурения скв. 7 (Карахан), пройденной в западной части изученной нами территории, в интервале 122–349 м, относимом к J_1 – J_2 , значительно развиты спилиты, диабазы и толейтовые базальты, которые сверху чередуются с андезитовыми базальтами, андезитами, тефроидами (Туманян, 2008). Небольшой выход спилитов (2,5 × 1,5 м) зафиксирован нами в 1,75–1,8 км к северо-западу от Севкарского лесозавода, вдоль тропинки, ведущей к горным

Химические анализы юрских пород северо-восточной части Армении и сопредельных территорий

Элемент № пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Ti O ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O+CO ₂ п.п.п.			Сумма
	1	74,69	12,28	0,65	1,79	1,36	0,97	1,29	0,13	1,20	1,92	0,18	0,65		0,97	2,05
2	80,37	9,20	0,53	1,58	1,51	0,99	0,55	0,06	0,78	1,37	0,20			0,59	1,90	100
3	50,24	16,89	0,98	4,02	5,95	5,90	5,92	0,11	4,25	0,44	0,03	0,10	0,26	3,56	1,35	100
4	54,31	14,20	0,91	6,08	4,20	6,02	3,45	0,17	6,44	0,61	0,19	0,10	0,76	–	2,36	99,89
5	50,57	16,46	1,14	2,95	6,66	7,93	4,64	0,21	3,61	0,63	0,22	–	–	–	5,13	100,15
6	56,24	17,46	0,60	3,22	4,25	5,22	4,28	0,16	4,24	0,37	–	–	3,78		0,36	100,19
7	55,69	16,01	0,48	5,32	5,23	7,28	3,66	0,21	2,81	0,73	–	–	0,14		2,50	100,06
8	71,11	12,43	0,36	2,26	2,12	2,21	1,09	0,07	3,32	1,63	–	–	0,38	11,0	3,19	100,19
9	72,28	13,83	0,30	2,68	0,96	1,18	1,35	сл.	3,30	2,00	–	–	0,40		1,86	100,14
10	68,87	12,90	0,12	1,95	1,06	6,34	1,18	0,04	3,66	1,12	0,04	–	0,14	2,48	0,10	100
11	74,28	11,64	0,24	3,14	2,26	2,84	0,51	0,03	0,23	0,61	0,05	–	0,23	1,69	2,25	100
12	69,70	11,95	0,28	3,27	1,94	3,92	1,55	0,04	3,87	0,72	0,03	–	0,40	2,03	0,30	100
13	69,60	12,47	0,41	3,12	1,68	2,99	1,85	0,04	3,25	0,68	0,0	–	0,28	1,12	2,48	100
14	62,15	14,39	0,51	6,13	2,06	5,16	2,09	0,08	2,76	1,27	0,04	–	0,10	2,80	0,40	100
15	51,02	10,24	0,52	1,93	1,29	16,23	0,85	0,15	3,24	0,60	сл.	–	0,41	11,52	2,00	100
16	49,87	17,04	0,96	5,10	3,52	4,34	7,34	0,06	4,80	0,95	сл.	–	1,80	0,10	4,12	100
17	54,97	17,18	0,96	3,85	4,95	7,33	3,24	0,18	3,28	0,90	сл.	–		2,20	0,20	100
18	19,59	9,31	0,57	1,80	1,72	31,71	5,35	0,43	100	0,70	0,23	–	1,74	26,00	1,54	100
19	0,34	0,10	сл.	0,21	сл.	30,93	20,38	0,03	0,06	0,06	сл.	–		47,20	0,10	100
20	90,55	0,77	сл.	0,63	0,25	3,21	1,14	сл.	0,07	0,13	0,04	–	0,20	2,70	0,31	100

Примечание: анализы 1–3, 10–20 представляют пробы образцов из коллекции Р. Мандаляна; остальные заимствованы из литературы, в том числе Г. Чихрадзе (1965) – 4: Сверхглубокие скважины... (1995) – 5; А. Лебедева, Э. Малхасяна (1965, 1970) – 6–8; К. Мурадяна (1994) – 9.

Хим. лаборатория ИГН НАНА. Химики-аналитики: Л. Оганесян, А. Назарян, Б. Талиашвили



Рис. 2. Дислоцированные и рассланцованные алевролиты и алевропелиты тоара-нижнего аалена в окрестностях кочевки Гетики-мот.



Рис. 3. Спилитовидные базальты нижнего байоса. Шлиф, ув.32, ник1. Верховья р. Ахум



Рис.4. Песчано-глинистые отложения бата в пространстве между селами Айгедзор и Чинари.

кочевкам. Ввиду сильной задернованности этого участка, расположенного в лесной полосе, масштабы развития спилитов здесь остались невыясненными. Толентовые базальты со спилитовой структурой вскрыты бурением (скв. 3 Саркут; скв. 6 Ноемберян) в Гугаркском блоке в зоне Ноемберян-Кохбского разлома (Туманян, 2008).

Что касается Локского массива, то здесь спилитам присуще максимальное развитие, что более полувека назад было замечено В.И. Зесашвили (1955), установившим в ущелье р. Гюльмагомет их налегание на верхнелейасские слюдяные песчаники. При мощности 100–120 м спилитовая толща здесь переходит по разрезу в андезин-роговообманковые, андезин-пироксеновые порфириды, а в кровле — в лабрадор-пироксеновые разности. По результатам изучения этой же территории и сопредельных (к востоку и северо-востоку) участков Локского массива Г.А. Чихрадзе (1965) отмечает обилие спилитов, переходящих кверху в диабазовые порфириды суммарной мощностью толщи свыше 770 м (табл.1, № 4).

Потоки имеют миндалекаменное строение с выполнением миндалин хлоритом, кальцитом, кварцем, халцедоном, эпидотом и пренимом, которые развиваются как в сочетании друг с другом, так и самостоятельно. Наличие спилитов в нижней части юрской порфиритовой толщи отмечено также Д.М. Купарадзе (1989). Итак, в Локском массиве налицо присутствие нижебайосской спилит-диабазовой формации. С этих же позиций несомненный интерес представляет факт разбуривания Саатлинской СГС спилитовидных базальтов в среднеюрских интервалах IV – 4850–5290 м и V – 5290–6100 м (Сверхглубокие скважины... 1995; табл. 1, № 5).

Суммирование всех этих данных позволяет наметить на территории северо-восточной части Армении (Тавушская область) погребенную спилит-диабазовую формацию, лишь фрагментарно обнаженную на дневной поверхности. Как известно из литературы, эта формация, именуемая также базальтовой однородной и филлит-диабазовой, приурочена к низам разреза зеленокаменных толщ древних складчатых областей и

к некоторым рифтовым зонам. В ее составе преобладают подводные толеитовые базальты, часто имеющие подушечное строение и в той или иной степени метаморфизованные. Вместе с соответствующими туфами и гиалокластитамы они переслаиваются с относительно глубоководными осадками (радиоляритами, турбидитами), слагая значительные мощности (Магматические горные породы, 1987). Нетрудно заметить, что в нашем случае отсутствует существенно кремнистый компонент (радиоляриты, радиоляриевые яшмы), а сама формация не относится к разряду вулканогенно-кремнистых. В этой же связи особо отметим, что согласно данным бурения радиолярии ранней-средней юры (Алавердская, Иджеванская и Капанская области Армении) не образуют самостоятельных скоплений, а присутствуют в виде рассеянной примеси в туфах, туфоалевролитах и глинистых сланцах (Тихомирова, 1981; Вишневская, 2002). С этих же позиций большой интерес представляет развитие спилитов в составе эффузивно-гиалокластитовой ассоциации лусагюхской свиты Апаранской серии (Агамалян, 1988).

Андезитовая формация нижнего байоса

Залегающая выше по разрезу мощная (600–1200 м) толща вулканитов, известная на Малом Кавказе под названием нижних порфиритов, на изученной территории занимает большие пространства в бассейнах рек Тавуш, Ахум, Агстев и фрагментарно обнажена в междуречье Агстев-Дебед, развиваясь более полно в Алавердском рудном районе. Она отнесена к разряду андезитовых формаций (Магматические и метаморфические формации Арм. ССР, 1981), хотя в ряде участков объемы основных вулканитов и промежуточных разностей также значительны. Фауна в этих образованиях не обнаружена, и возраст формации определяется по положению в разрезе – налеганию на терригенные отложения лейаса–нижнего аалена и толеитовые вулканиты нижнего байоса и по перекрытию кислыми вулканитами верхнего байоса (Азарян, 1982).

Рассматриваемая формация представлена потоками зеленовато-серых, темно-серых и фиолетово-серых лав плотного и миндалекаменного строения со значительным количеством вулканокластического материала: лапиллиевых и других туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Особо отметим, что последний термин не имеет терригенного обозначения, поскольку округлость этих образований имеет лавокластическую или пирокластическую природу. Отсутствие детальных разрезов не позволяет конкретизировать соотношение между перечисленными вулканическими образованиями, за исключением нескольких участков, в частности в направлении от правобережья р. Ахум к перевальной части дороги Чамбарак–Берд. Здесь на основных вулканитах нижележащей спилит-диабазовой формации залегают зеленовато-серые андезитобазальты плотного и миндалекаменного строения, которые вверх по разрезу у подножья горы Гей-

сар перекрываются нижебайосскими фиолетовыми андезитовыми порфиритами мощностью до 500 м – очень крепкими породами с крупными (до 1,5 см) включениями плагиоклазов (Малхасян, 1970). А в истоках речки Налтегет, впадающей справа в р. Агстев на южной окраине Иджевана, в кровле вулканической толщи (андезито-базальты, андезиты) развиты мелко-среднеобломочные вулканические брекчии мощностью 180–250 м. По особенностям химизма породы данной формации относятся к известково-щелочным ассоциациям и характеризуются натриевой щелочностью, пересыщенностью глиноземом (Лебедев, Малхасян, 1965; Малхасян, 1975). Обсуждая развитие этих же вулканитов в Алавердском антиклинории, упомянутые авторы отмечают интенсивность зеленокаменных изменений и отчетливо проявленную смену по разрезу пород основного состава (основание – нижняя часть) андезитами.

Риолитовая (кварцпорфировая) формация верхнего байоса

Протяженная кварцпорфировая (риолит, риодацитовая) формация верхнего байоса является характерным вулканическим компонентом юры северо-восточных склонов Малого Кавказа и обширно развита на изученной территории. Непрерывной полосой мощностью до 750–800 м кварцевые порфиры развиты в Шамшадинском антиклинории (междуречье Хндзорут–Тавуш–Ахум) и с постепенным погружением прослеживаются в Иджеванский синклинорий. Залегают они на вулканитах андезитовой формации нижнего байоса, причем ввиду плохой обнаженности характер залегания остается неясным. В пространстве между западной окраиной с. Гандзасар и правобережьем р. Агстев видимая мощность кварцевых порфиров составляет 280–330 м, однако к юго-западу, в районе Иджеванского месторождения углей, по данным бурения, она значительно возрастает. К северу и северо-западу кварцевые порфиры обнажены в нескольких участках междуречья Агстев–Дебед, в частности в районе Карнутского медного месторождения, а затем получают развитие на других участках Алавердского месторождения – в пределах Алаверди–Шамлугского рудного поля и Ахталского месторождения. На изученной территории в составе кислой формации широко развиты потоки и покровы массивных и глыбово-брекчиевых лав, а участками – средне-крупнообломочные вулканические брекчии. В меньшем количестве развиты сваренные туфы, аглютинаты, игнимбриты, вулканические бомбы, лапилли, сцементированные спекшимися туфами, и другие разновидности пирокластических накоплений, а также туффиты, тефроиды (Лебедев, Малхасян, 1965; Мурадян, 1994; Мандалян, 2007). Примечательно широкое развитие жерловых и прижерловых фаций, которые в современном рельефе представлены телами размерами от 20–50 до 150–300 м (Мурадян, 1994). Согласно Э.Г. Малхасяну (1970, 1975) лавовая фация

представлена в основном кварцевыми порфирами с изменчивым количеством и разной величины фенокристаллами кварца и плагиоклазов (альбит, альбит-олигоклаз), а также редкими вкрапленниками хлоритизированного биотита, в некоторых разновидностях – амфибола. В их составе развиты следующие подтипы:

- кварц-плагиоклазовые порфиры (плагиолипариты) – преобладают;
- кварц-плагиоклаз-ортоклазовые порфиры;
- кварц-плагиоклаз-амфиболовые порфиры (липарито-дациты).

Из особенностей химического состава кварцевых порфиров Тавушской области отметим отчетливо проявленный известково-щелочной характер, натриевую щелочность и частично – пересыщенность глиноземом (табл. 1, № 8, 9).

В междуречье Тавуш–Хндзурот в кровле формации обособляются слои кислых тефроидов, туффилов и плохо окатанных вулканомиктовых песчаников (Мандалян, 2007, рис. 2) суммарной мощностью до 40–45 м. Первые представлены кристалло-витрокластическими разностями, состоящими из остроугольных обломков хлоритизированного вулканического стекла, бесформенных железистых включений, обломков кислого плагиоклаза и немногочисленных зерен кварца с газовой-жидкими включениями. Этот материал погружен в неравномерно развитую связующую массу пеплового характера. Туффилов, среди которых преобладают терригенно-пирокластические разности, образуют слои и пачки мощностью от 1,5–2 до первых десятков метров. Они слагаются смесью вышеописанной пирокластике (50% и более) с вулканомиктовым песчано-алевритистым компонентом (50% и менее), представленным полуокатанными зернами кислых эффузивов с фельзитовой, микрогранитовой и реже микропойкилитовой структурой основной массы, а также кварцем и плагиоклазами. В их составе нередко присутствуют мелкие раковинки пеллеципод и органический детрит, чаще представленный криноидеями, реже – обрывками мшанок. По химическому составу эти разновидности близки к кварцевым порфирам и отличаются возрастанием летучего компонента, а в некоторых случаях – повышенными содержаниями кальция (табл. 1, анализ 10). Их формирование связано с развитием в островном вулканическом поднятии морских заливов с формированием своеобразного танатоценоза: обилием аммонитов, пеллеципод, наличием криноидей и брахиопод при отсутствии кораллов (Азарян, 1982; Пеллециподы и кораллы, 1983; Мандалян, 2007).

К востоку и юго-востоку от р. Хндзурот кварцевые порфиры развиты в Азербайджане, причем максимальные мощности зафиксированы в Шамхорском (до 700 м) и Гекгельском (до 500–600 м) антиклинориях. В пределах НКР эта толща кислых вулканитов с прослоями туфов, туффилов и вулканомиктовых песчаников развита в бассейне р. Тертер, междуречье Тертер–Хачинчай и верховьях речки Колотах и далее к югу она погружается под образования бата. Судя

по наличию полуокатанных фрагментов натриевых кварцевых порфиров и бипирамидального кварца в составе терригенно-пирокластических туффилов (бат?) Капанского антиклинория, маломощные потоки кварцевых порфиров присутствовали в кровле среднеюрских вулканитов и были размыты в келловее – начале оксфорда.

Таким образом, обширное развитие верхнебайосских кислых вулканитов (риолитов и риодацитов) представляется явлением регионального порядка, отраженным на всем протяжении обширной Сомхето-Карабахской зоны. Важно отметить, что кислые вулканиты этого ряда вместе с глубинными комагматитами-плагиогранитами развиты во многих регионах: палеозое Карпато-Балканской области, Кавказа, Урала, Горного и Рудного Алтая, Западного Саяна, Центрального Казахстана. Их метаморфизованные разности известны из рифея Египта, каледонид Шотландии, Ньюфаундленда, а кайнозойские аналоги обнаруживаются среди вулканитов юных островных дуг (Магматические горные породы, 1987). Очень важным является установление последующего многоступенчатого размытия этих пород, приводящего к накоплению протяженных толщ кислых граувакк и близких к ним обломочных накоплений, как это имело место в нашем случае. Это позволило установить максимальную первичную мощность кислых вулканических массивов, которая достигала 1400–1600 м (Мандалян, 2007).

Терригенная (глинисто-песчаная), участками угленосная формация бата

Данная формация в объеме нижнего и среднего бата с запада на восток прерывисто развита от правобережья р. Агстев до междуречья Тавуш–Хндзурот. На первой площади она обнажена по южному крылу близширотной местной Шункарской антиклинали, которая в структурном плане относится к периклинальному замыканию Шамшадинского антиклинория. Здесь в составе терригенной формации присутствуют несколько пластов каменного угля и обильно развиты углистые аргиллиты. Строение угленосной полосы осложнено близмеридиональными сбросами с формированием значительных (40–45°) и крутых (70–75°) падений слоев (Мкртчян, Мартиросян, 1975). При мощности 400–450 м данная формация слагается преимущественно аргиллитами и алевропелитами (60–70%) при меньшем развитии песчано-мелкогравийного материала. Среди окатанных и полуокатанных фрагментов песчано-мелкогравийной и крупноалевритовой размерности преобладают кислые вулканиты (риолиты, риодациты) с преимущественной микрофельзитовой, меньше – микрогранитовой, редко микроаплитовой структурой основной массы при некотором участии обломков с витрофировой структурой. Во многих интервалах разреза вышеперечисленные фрагменты испытали интенсивный метаморфизм с возникновением микрогранобластовых структур кварц-серичитового метасоматоза. Кварц постоянно

присутствует в кислых граувакках, составляя 7–15% от общего количества фрагментов. Он представлен слабо окатанными изометричными монокристаллами, а также удлиненными водно-прозрачными зернами, сохранившими бипирамидальный габитус. Их размеры находятся в пределах 0,20–0,45 мм и в единичных случаях достигают 0,60 мм. Около 20% кварцевых зерен разбиты трещинами, выполненными тонкими включениями и примазками серицита, каолинит-гидрослюдистого материала и железистыми оторочками. Полевые шпаты (2–7%) представлены кислыми плагиоклазами, претерпевшими интенсивные преобразования. По химическому составу описанные породы мало чем отличаются от их первоисточника – верхнебайосских кислых вулканитов (табл. 1, № 11–12). Участками в песчаниках развиты удлиненные обломки аргиллитов и углистых сланцев (5–8%). Судя по обилию аммонитов (*Oppelia*, *Morphoceras*), при наличии кораллов и брахиопод, песчано-глинистые накопления бата других участков междуречья Агстев–Дебед формировались в морской обстановке. Исключение составляют несколько небольших площадей, в том числе в верховьях реки Талагет, к северо-западу от Карнутского месторождения, где, по данным Г.А. Чубаряна (1981), в толще вулканогенно-обломочных образований бата присутствуют маломощные углистые прослои и углистые аргиллиты.

К югу от Шункарской антиклинали описанная толща не развивается, а в междуречье Ахум–Тавуш она оказывается нацело размытой после наступления келловейской трансгрессии. Новые выходы бата, также представленные терригенными накоплениями, обнажены по северному крылу Шамшадинского антиклинория в пространствах между селами Чоратан и Айгедзор–Чинари.

Для них характерны ритмичные построения регрессивного типа, проявленные в смене преобладающих аргиллитов и алевропелитов этим же материалом с частыми слоями песчаников, а далее вверх по разрезу – развитие песчано-мелкогравийных слоев с глинистым цементом. В первом пункте мощность бата, представленного светло-коричневыми аргиллитами и алевропелитами с прослоями песчаников, равна 37–40 м, а по линии сел Чалаби–Чинари она резко увеличивается, составляя 320–360 м. В составе терригенных накоплений здесь также преобладают аргиллиты и алевролиты при значительном развитии кислых граувакк, в том числе их слабо известковых и смешанных разновидностей, содержащих окатанные зерна (25–40%) основных-средних вулканитов. В этих отложениях встречаются частично обугленные растительные остатки – обрывки стеблей, листья, а в единичных случаях – окаменелые стволы деревьев.

В основании – нижней части данного участка формации присутствуют аммониты, из которых Н.Р. Азаряном (1982) определены *Oppelia fallax Guez.* и *Morphoceras densicostatum Thalman*, указывающие на низы нижнего бата (зона *Zigzagiceras zigzag*). Он же в разрезе бата указы-

вает на значительное развитие пелеципод, в том числе *Pinna*, *Modiola*, *Pholadomya*, *Pleuromya*, *Chlamus*. Эти данные согласуются с некоторым присутствием пелециподового детрита (наши определения в шлифах) призматического и пучковидного строения в составе терригенных накоплений. Показательно отсутствие в них кораллов (Пелециподы и кораллы юрских отложений Армянской ССР, 1983).

Таким образом, сочетание палеонтологических и литологических признаков указывает на переходную палеогеографическую обстановку бата – от шельфа к мелководным опресненным лагунам и континентальным озерно-болотным условиям, в которых главными углеобразователями служили папоротники и цикадофиты при меньшем значении другой растительности. В этом смысле наблюдается близость части рассматриваемых отложений к батским накоплениям Ткварчельской и Ткибульской угленосной полосы Грузии с множеством растительных остатков и пресноводных двустворок (Юра Кавказа, 1992), хотя интенсивность угленакопления в нашем случае была гораздо ниже.

Терригенная (песчано-глинистая) формация келловей

С запада на восток данная формация прерывистой полосой протягивается от междуречья Дебед–Агстев к бассейну р. Ахум и после выклинивания в Навур-Бердской полосе продолжается в междуречье Тавуш–Хндзорут. Она залегает трансгрессивно, с угловым несогласием на разные горизонты верхнего байоса и бата, причем в первом случае вулканическое основание ложа характеризовалось сложным рельефом, образованным сочетанием лав, субвулканических тел, туфов и туффитов. Возраст формации обоснован палеонтологически: установлены зона *Macrocephalites macrocephalus* (Асланян, 1958), развитие многочисленных двустворок (Азарян, 1963, 1982; Атабекян, 1954). Согласно данным А.С. Папоян примечательно появление кораллов родов *Montlivaltia* и *Heliocoenia* (Пелециподы и кораллы, 1983).

Эта устойчивая терригенная ассоциация мощностью до 400 м образовалась в связи с развитием крупной морской трансгрессии, приведшей к интенсивному размыву вулканических массивов байоса и терригенных накоплений бата. При этом примечательно частое развитие трансгрессивного типа градаций с концентрацией крупнообломочного материала в основании – нижней части формации (Мандалян, 1990, рис. 2; 2007, рис. 3). В целом в формации имеет место следующее соотношение терригенных компонентов: конгломераты (2–10%); гравелиты, песчаники, алевролиты (60–70%); глины, аргиллиты, алевропелиты (23–30%).

Среди конгломератов преобладают среднегалечные сферичные и сплюсненно-сферичные разновидности при меньшем количестве уплощенных и плосковытянутых форм. В их составе наряду с слабо преобразованными риолитами и риодаци-

тами некоторое развитие имеют разности, испытавшие интенсивные метасоматические преобразования (окварцевание, эпидотизация, каолинизация, серицитизация) при незатронутости преобразованиями песчано-алевритистого заполнителя и цемента. В составе песчано-мелкогравийных накоплений отчетливо преобладают кислые граувакки, сложенные окатанными фрагментами риолитов (кварцевых порфиров) и риодацитов с микрогранитовой, фельзитовой и сферолитовой структурами при подчиненном количестве дацитов с гиалопелитовой структурой и редких андезитодацитов (Мандалян, 2007, рис. 4).

Кварц главным образом представлен изометричными или близкими к этому водянопрозрачными зернами, которые часто сохраняют бипирамидальный габитус и изредка содержат газожидкие включения. В отдельных случаях окатанные, полуокатанные кварцевые обломки находятся в сростании с основной массой кварцевых порфиров. Другие типы кварца (полуокатанный с игольчатыми включениями рутила и циркона, а также окатанный – катаклазированный) не имеют значительного развития. Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами – альбитом (преобладает), кислым олигоклазом и андезином, которые подверглись хлоритизации, карбонатизации, гидрослюдизации и цеолитизации.

Изучение в иммерсии показывает постоянное минерального состава кислых граувакк, выраженное, по данным 40 проб, следующим комплексом: кварц (4–22,8%); плагиоклазы (16,5–20%); гематит (5–34%); магнетит (2,5–50%); эпидот (1–30%); цоизит (ед. зн.–3%). В них постоянно присутствует циркон (0,3–3,9%), но в целом состав аксессуарив беден.

По химизму кислые граувакки близки к материнским породам по содержанию кремнекислоты, минимуму фемического компонента и повышенному количеству Na_2O , превышающему содержание K_2O в 2,5–5 раз (табл. 1, анализы 13, 14) (Мандалян, 1990, табл. 2).

А в литовых разновидностях песчаников, возникших при размыве кислых вулканитов с минимальным количеством вкрапленников кварца, содержание этого минерала в обломочных фрагментах уменьшается до 3–5%. Что касается известковых разностей кислых граувакк, содержание кальцита в них (цемент, раковинный детрит, оолиты) достигает 15–22%. Кроме того, по правобережью р. Агстев, ниже перевальной части дороги Иджеван–Берд, присутствуют смешанные разности песчаников, в которых наряду с компонентом кислых граувакк (35–50%) присутствуют окатанные фрагменты основных – средних вулканитов (35–40%) и тонкодисперсных темно-коричневых аргиллитов (2–30%). Песчаники с более высокими содержаниями двух последних компонентов не образуют значительных скоплений. Эти особенности песчаников отражены в их химическом составе (табл. 1, анализы 14, 15).

Глинистые породы келловее характеризуются двухкомпонентным гидрослюдисто-хло-

ритовым составом при частичном присутствии каолинита (Петросов, 1983; Мандалян, 1990).

Известняки в терригенной формации развиты слабо и слагают невыдержанные в пространстве слои (0,5–5,5 м), а в единичных случаях – пачки (8–12 м), сложенные органогенно-детритовыми, раковинными окатанно-зернистыми и оолитовыми разностями. В известняках кровли терригенной формации заметно увеличение кораллового компонента.

В палеогеографическом аспекте важной представляется масштабность интенсивного размыва верхнебайосского кислого субстрата на протяжении всей Сомхето-Карабахской зоны с формированием больших объемов кислых граувакк, гравелитов, а также крупнообломочных накоплений. Это также имело место по северо-восточному крылу Алавердского антиклинория, включая зоны погружения к Прикуринскому синклинорию (Мандалян, 2007) и к юго-востоку от изученной территории в пределах Дашкесанского синклинория и Агдамского антиклинория, причем размыв был максимально выражен в келловее (Геология СССР, т. XLVIII, Азерб. ССР, 1972). Проведенные подсчеты мощностей этих накоплений приводят к заключению о том, что в современном срезе присутствует лишь нижняя половина мощного кислого комплекса, тогда как верхняя – в большей мере оказалась размытой, а о ее былом составе можно судить на основе детального изучения возникших обломочных накоплений (Мандалян, 2007). Это нововведение представляется важным при анализе ряда следующих насущных вопросов юрского развития Сомхето-Карабахской зоны:

- принятие кислых граувакк и близких по первоисточнику обломочных накоплений в качестве литолого-стратиграфического «надкварцпорфирового» репера;

- прогноз строения погребенных площадей юрской полосы Северной Армении, восстановление палеогеографической обстановки позднебайосского вулканизма;

- восстановление вертикального диапазона развития метасоматических процессов (пропилитизация) в кислых вулканических массивах на основании распространения в разрезах галек и гравия преобразованных пород.

Вулканогенно-карбонатная формация оксфорда-титона

Областью обширного развития данной формации являются Иджеванский синклинорий и северное крыло Шамшадинского антиклинория, в которых она представлена полной мощностью (900–1150 м), тогда как в восточной части междуречья Агстев–Дебед развита фрагментарно. Залегает она с размывом на терригенные отложения бата или келловее, а в местах отсутствия последних, как в Навур-Бердской полосе, – непосредственно на кварцевые порфиры верхнего байоса (Мандалян, 2007, рис. 1). За исключением нескольких участков, породам рассматриваемой

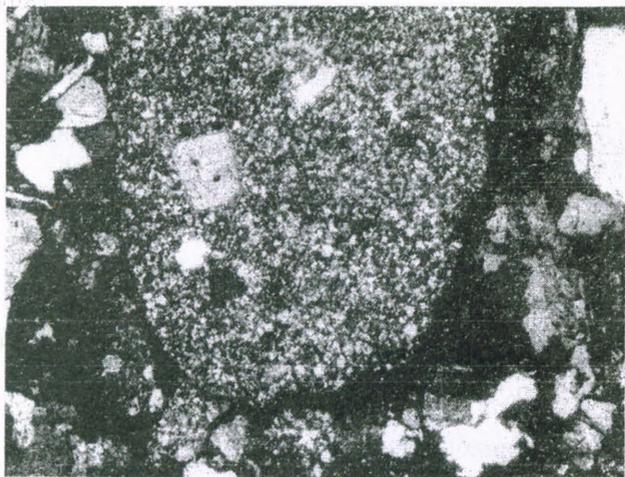


Рис.5. Кислая граувакка. На переднем плане видно крупное, хорошо окатанное зерно риолита, а в правом верхнем углу расположен удлиненный обломок кварца с реликтами кристаллографической огранки. Шлиф, ув. 36, ник1. Окрестности села Арцваберд.



Рис.7. Слой силицитов (белое) в брекчиевидных известняках кимериджа-титона. Иджеванский хребет.



Рис.6. Налегание карбонатной пачки (верхняя часть фото) на поток подушечных лав. Юго-восточные окрестности Берда.

формации присущи пологие ($10-12^{\circ}$) или небольшие (15°) углы залегания. Как следует из названия, она характеризуется тесной пространственной связью и чередованием по разрезу карбонатных накоплений (известняки и доломиты) с вулканическими (базальты, андезиты) образованиями, причем это сонахождение принимает разные формы, отображенные в качестве градаций*. В этом смысле в строении формации обособляются следующие породные ассоциации:

I. Вулканогенно-известняково-доломитовая градация (мощность 900 м), содержащая силициты, залегающие в карбонатных породах. Развита от левобережья р. Агстев до водораздельной части Иджеванского хребта.

II. Известняковая градация с подчиненным количеством доломитов, слоями и линзами кремней, спонголитов, гиалокластитов и возникших по ним монтмориллонитовых глин. При мощности около 1000 м занимает значительную часть

междуречья Агстев-Ахум, включая приводораздельную часть.

III. Вулканогенно-известняковая градация (мощность 750-1300 м), представленная чередованием основных и средних вулканитов (преобладают) с преимущественно маломощными слоями и линзами известняков, изредка доломитов. Занимает обширную площадь, простирающуюся от левобережья р. Ахум к бассейну р. Тавуш и далее к востоку с убыванием мощности к левобережью р. Хндзорут. А в самом основании разреза развита известняковая толща (140-180 м), известная под названием будурской свиты. Среди вулканитов рассматриваемой формации (базальты, андезиты) максимально развиты продукты субаквальных трещинных излияний, образующие пространственный ряд в составе: подушечные лавы, подушечные брекчии, гиалокластиты и продукты перерождения (диагенеза, катагенеза) тонкозернистых разновидностей пос-

* Часть формации, характеризующаяся особым типом разреза.

ледных – монтмориллонитовые глины. В пространстве этой ассоциации наблюдаются переходы к зачаточно-подушечным, брекчиевым и другим переходным формам, как и потокам компактного или массивного строения. Последние имеют самостоятельное развитие в бассейне р. Хндзурут и нескольких участках междуречья Агстев–Дебед. На облик вулканитов наложили отпечаток автометаморфические и поствулканические процессы, а также явления катагенеза. Наиболее характерны хлоритизация, альбитизация, цеолитизация, монтмориллонитизация, кальцитизация. Последний процесс, являющийся отражением первичного карбонатно-вулканогенного сонахождения, затрагивает как вулканическую породу в целом, так и отдельные минералы. В деталях это выглядит следующим образом:

– отложение карбонатных илов и неконсолидированных осадков в миндалинах, пустотах, трещинах, межшаровых пространствах лав и подушечных брекчий;

– замещение с образованием псевдоморфоз по темноцветным минералам (оливин, пироксены).

По химизму верхнеюрские вулканиты представлены базальт-андезитовой ассоциацией, содержащей в подчиненном количестве шошониты и латиты. При общей известково-щелочной направленности состава они характеризуются субщелочным уклоном, высокой глиноземистостью и постоянным превышением натрия над калием. При этом большая часть анализов располагается выше низкокалиевых полей базальтов и андезитов (Мандалян, 1989; 1990) (табл. 1, №16, 17). В составе известняков отчетливо преобладают органогенные разновидности, образовавшиеся за счет накопления раковинного материала, который накапливает волноприбойную сортировку, размывание, водорослевую грануляцию и деятельность илоедов. Широко развиты сгустково-детритовые известняки, в которых помимо водорослей присутствует ими же обработанный (сверление, обволакивание) органогенный детрит. А собственно водорослевые образования слагаются следующими главными компонентами:

– обрывками сине-зеленых водорослей, в том числе близких к подроду *Ortonella*, клубовидной колонии *Saueuxie sp*;

– микрокомковатыми водорослевыми тканями с внутренними каналцами и оогониями, а также микроонколитами;

– зелеными водорослями (дазикладациями).

Иглокожие, в особенности морские лилии, также являются активными породообразователями и слагают следующие разновидности известняков: криноидные, криноидно-полидетритовые и эхинодерматовые (в смеси с иглами и щитками морских ежей).

Кораллы склерактинии развиты обильно, образуя банки и постройки небольшой мощности. Несколько большие мощности присущи постройкам сложного кораллово-губково-водорослевого состава, часто залегающим на вулканическом цоколе, сложенном подушечными и компактными лавами (рис. 6). Фораминиферы в форме хорошо окатанных зерен и с некоторым (15–

20%) содержанием оолитов слагают самые мелководные разности известняков. Кроме организмов – активных породообразователей в составе известняков в меньшем количестве присутствуют остракоды, мшанки, брахиоподы.

Доломиты представлены пластовыми разновидностями диагенетической природы, которые слагают крупное Лусадзорское месторождение в левобережье р. Агстев (табл. 1, № 19). Важно отметить, что обособление полузамкнутых участков с повышенной минерализацией придонных вод, приведшей к обильной доломитизации известковых илов, является отражением надрегиональной аридизации, охватившей в кимеридже-титоне как Тавро-Кавказский регион, так и другие участки Альпийско-Гималайского складчатого пояса. На изученной территории, как и в Сомхето-Карабахской зоне в целом, она не выходила за рамки доломитонакопления. Исключение составляет Агджакендский синклинальный прогиб (Азербайджан), в котором обособлялись осолоненные лагуны с осаждением гипсов суммарной мощностью до 100 м (Эфендиева, 1969). Вторичные доломиты, как и наложенная (метасоматическая) доломитизация, развиты реже. Характерной особенностью ряда участков развития известняков и доломитов является их обогащенность вулканокластическим материалом, вплоть до перехода в смешанные породы (Мандалян, 1988; 1994; табл. 1, №18).

Силициты представлены небольшими слоями (5–7, реже 10–15 см), чаще развитыми в верхней и средней частях разреза формации (рис. 7). Они сложены мелкозернистым халцедоном с оставшимися после раскristализации обильными кремневыми спикулами и небольшим числом (10–15%) радиолярий. В обнажении это светло-серые или белые породы, незагрязненные окислами железа и марганца (табл. 1, № 20). Таким образом, налицо отличие этих кремней от глубоководных радиоляриевых яшм как по специфике слагающей органики, так и особенностям химизма. В карбонатных породах также развиты кремнистые линзы и прослои с абригенной сферолито-глобулярной структурой.

Наземная базальт-андезитовая субформация титона-нижнего мела

В междуречье Ахум-Тавуш на вулканиты предшествующей формации, содержащие в кровле линзы коралловых известняков, без видимого несогласия налегает толща вулканических образований, мощностью до 420 м, известная под названием артаминской свиты. Она слагается порфиритами базальтового (оливиновые, гиперстеновые и долеритовые разности) и андезитового состава при обилии вулканических брекчий с пирокластическим заполнителем (Мнацаканян, 1970; Мандалян, 1979). Последние играют существенную роль в строении этой свиты, в особенности ее верхней части, причем в бассейне р. Ахум преобладают крупнообломочные разности (до 10–12, реже 25–30 см в поперечнике), а на других участках – мелко-

среднеобломочные. Комплекс таких признаков как отсутствие осадочных пород и каких-либо фаунистических остатков, лиловая и пестроцветная окраска вулканических брекчий и туфов, отсутствие подушечного строения в потоках при их компактном или массивном облике указывают на наземно-островную обстановку их формирования, возникшую в связи с ростом вулканических островов. Важно отметить отсутствие аналогичных вулканитов в бассейне р. Агстев, в том числе и на Иджеванском хребте, где на карбонатных отложениях кимериджа-титона с размывом залегают зеленовато-серые глауконитовые песчаники альба. Ввиду отсутствия фаунистических находок возраст рассмотренной субформации определяется по положению в разрезе, в котором она связана постепенными переходами с нижележащей вулканогенно-карбонатной формацией и перекрывается трансгрессивно залегающими терригенно-карбонатными отложениями сеномана-нижнего турона. В этой связи и с учетом строения верхнеюрских-нижнемеловых образований других участков Сомхето-Карабахской зоны (Иджеванский синклинорий и Капанский антиклинорий, Мартунинский синклинорий), и приняв зональное расчленение нижнемеловых отложений юга бывшего СССР (Крым, Кавказ), можно предположить возраст данной формации в объеме верхнего титона-берриаса или берриаса-валанжина.

Основные этапы геологического развития

В юрской геологической истории северо-восточной части Армении (Сомхето-Карабахская зона) обособляются три существенно разных этапа, которые отличаются характером осадкообразования и многими особенностями вулканической деятельности.

Лейас-раннеааленский этап характеризуется большим развитием песчано-глинистых накоплений, возникших в связи с преимущественным размывом сиалических источников сноса – герцинского гранитно-метаморфического комплекса и кислой вулканоплутонической ассоциации, а также древних терригенных образований типа аркозов, кварцитов и кварцито-песчаников.

Таким путем сформированным песчано-алевритистым накоплениям присущи высокие содержания SiO_2 , постоянное превышение K_2O над Na_2O и терригенно-минеральная ассоциация кварц-циркон-мусковит с обилием железистых минералов в составе тяжелой фракции. Также показательно преобладание гидрослюдистого компонента, местами содержащего примесь каолинита или хлорита в составе аргиллитов и цемента терригенных накоплений. Такому составу песчано-глинистого компонента способствовало развитие в герцинском этапе кор выветривания, способствующих ускоренной дезинтеграции материнских пород и вовлечению освобожденного кварца в терригенную седиментацию.

Судя по строению и составу сопредельных участков Сомхето-Карабахской зоны, развитие

морского режима начиналось с раннего лейаса (геттанг–синемюр), усиливалось в плинсбахском веке и достигало максимума в тоаре–аалене, когда море покрывало большую часть территории южного Закавказья, включая Локский, Храмский, Ахумский, Асрикчайский массивы, а осадки приобретали признаки перемещения по континентальному склону и накапливались у континентального подножья.

В этой связи интересно высказывание Д.И. Панова (2004, с. 180) о том, что в ранней юре-аалене Сомхето-Капанская зона соответствовала прилегающей к океану погружающейся части пассивной окраины.

Окончательный облик терригенных накоплений тоара–нижнего аалена установился после испытания ими таких наложенных явлений как катагенез и другие преобразования, обусловленные увеличением мощностей перекрывающих вулканических и осадочных образований. Последующее зарождение Шамшадинского антиклинория сопровождалось дислокациями и перемещениями слоев, внедрениями магматических тел разного уровня и поздними тектоническими проявлениями с частичным выводом слоев на дневную поверхность.

Среднеюрский (байос–бат) этап характеризуется интенсивной вулканической деятельностью, приведшей к формированию мощных толщ разных по составу вулканитов, при меньшем развитии осадочных накоплений. С начала раннего байоса (возможно еще с конца ааленского века) в условиях растяжения произошло резкое углубление морского бассейна до 1–1,5 км и, возможно, сформировался океанический режим, что выразилось зарождением спилито-диабазовой формации. Эти условия имели региональную направленность не только в пределах Сомхето-Карабахской зоны, но и в Куринском межгорном прогибе, в котором, по данным Саатлинской СГС, спилиты присутствуют в среднеюрском интервале разреза. Со второй, большей половины нижнего байоса характер вулканической деятельности существенно меняется – взамен растекающихся по морскому дну натри-базальтов, образующих подушки и шары, формируются мощные покровы и потоки известково-щелочных андезитов, андезито-базальтов с подчиненным количеством базальтов и умеренно-кислых разностей, которые по мере наращивания мощностей (до тысячи и более метров) образуют вулканические островные поднятия. Излияния сопровождались формированием относительно меньшего количества пирокластических продуктов. А последующие интенсивнейшие проявления кислого позднебайосского вулканизма привели к окончательному становлению протяженной вулканической дуги, развитой на всем протяжении Сомхето-Карабахской зоны и представляющей собой платообразное сооружение с изрезанной береговой линией, проникающими в этот массив морскими заливами и многочисленными вершинами, образованными жерлами, нёкками, штоками и другими субвулканическими телами. Эксплозивная деятельность приводила к осаждению теф-

роидного материала и за пределами вулканической суши — в волноприбойной полосе и сопредельных участках литорали, где в смеси с песчано-алевритистыми накоплениями формировались терригенно-пирокластические туффиты, содержащие местами раковинный детрит. По мере продолжительности вулканизма и наращивания его продуктов островное поднятие продолжало оставаться в надводном положении, а временное прекращение вулканической деятельности приводило к его частичному затоплению морем и размыву с формированием кислых граувакк.

Масштабно проявленная в Тавро-Кавказском регионе батская регрессия привела к существенному обмелению бассейна и возникновению переходных обстановок от шельфа к опресненным лагунам и континентальным, преимущественно озерно-болотным условиям. В последнем случае в условиях гумидного климата и общего воздымания терригенная седиментация сопровождалась накоплением углеобразующей флоры с последующим ее преобразованием в углистый компонент. Это выразилось в формировании в агстевском бассейне небольших проявлений углей с обилием углистых аргиллитов. На фоне описанных процессов имели место вспышки андезитового вулканизма, максимально проявленного в междуречье Агстев—Дебед.

Келловей—позднеюрский (оксфорд-титонский) этап по существу отображает крупный седиментационный цикл с отчетливо выраженной вертикальной зональностью — накоплением терригенных образований в нижней части разреза и карбонатных — в средней-верхней. Начинается он с обширнейшей в истории юрского периода трансгрессии с распространением морского режима и на осушенных в бате площадях. В результате возникали толщи крупнозернистых разновидностей терригенных образований (конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники), которые вверх по разрезу переходят в мелкозернистые песчаники, алевролиты, алевропелиты и глины, иногда содержащие линзы и прослои крупнообломочного материала. В этом же направлении увеличивается карбонатность отложений. Главными поставщиками обломочного материала являлись кислые вулканы верхнего байоса и возникшие по ним в бате терригенные накопления при меньшем значении иных источников сноса. Начиная с оксфорда, после небольшого перерыва, терригенная седиментация сменяется мелководной карбонатной, которая продолжается до конца поздней юры с постепенным увеличением в кимеридже—титоне объемов доломитовых накоплений. Примерно с середины оксфордского века в области седиментации произошли крупные расколы, которые сопровождались обильными трещинными излияниями базальтов и андезитов с формированием эффузивно-гялокластитовой ассоциации. Сложившееся сочетание аридной карбонатной седиментации с этим типом субаквального вулканизма породило обилие пространственных сона-

хождений и новообразований. В их числе залежание органогенных построек на вулканическом цоколе, наличие реликтов донных осадков в потоках «пиллоу», обогащение карбонатных илов гялокластитовым материалом с формированием смешанных пород. Предыдущая терригенно-минеральная ассоциация (кварц, кислые и средние плагиоклазы, циркон, магнетит, эпидот) сменилась новым минеральным сочетанием вулканотерригенного характера с обилием пироксенов (авгит, гиперстен, диопсид) вулканического стекла, хлорита, наличием амфибола и редких зерен пикотита. Близкие к этому сочетания карбонатнонакопления и вулканических процессов протекали и на других участках Сомхето-Карабахской зоны. А в конце титона и начале раннемелового времени восходящие движения выразились формированием местной островной вулканической суши красноцветного облика как следствие аридных климатических условий.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1963, 227 с.
- Агамалян В.А. Петрографические особенности Апаранской серии мезозоя Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 5, с. 15—25.
- Агамалян В.А. Геодинамические режимы формирования мезозойской Сомхето-Карабахской островодужной постройки Евразийской активной окраины. Вулканизм и Геодинамика. Матер. III Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Изд. Бурятского научного центра ЦО РАН, 2006, с. 78—81.
- Азарян Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, 255 с.
- Азарян Н.Р., Акопян В.Т., Чубарян Г.А. Юрская система. Геология СССР, Армянская ССР. М.: Недра, 1970, т. 43, с. 51—80.
- Азарян Н.Р. Юрские аммониты Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1982, 191 с.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетраг, 1958, 430 с.
- Атабекян А.А. Об открытии верхнеюрских отложений в междуречье средних течений рек Агстев и Гасан-Су (Армения). Докл. АН СССР, 1954, т. 96. N 3, с.589-596.
- Вишневская В.С., Чолахян Л.С. Новая находка радиолярий в Армении. Тезисы Десятого Всесоюзного семинара по радиоляриям. Уфа, 1990, с. 36—37.
- Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЭОС, 2001, 376 с.
- Геология СССР т. XLVIII. Азербайджанская ССР. Геологическое описание М: Недра, 1972.
- Зесащвили В.И. Геология части бассейна р. Поладаури. Тр. ГИН АН Гр.ССР, т. IX (XIV), вып. 1, геолог. серия, Тбилиси: Изд. АН Гр. ССР, 1955, с. 172-188.
- Купарадзе Д.М. Геология и петрохимия среднеюрской вулканогенной толщи Локского массива. Геология и полезные ископаемые Кавказа. Тр. ГИН АН Гр.ССР, Новая серия, 1989, вып. 99, с. 283—291.
- Лебедев А.П., Малхасян Э.Г. Юрский вулканизм Армении. М.: Наука, 1965, 168 с.
- Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. М: Недра, 1987, 438 с.
- Магматические и метаморфические формации

- Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 302с.
- Малхасян Э.Г. Юрские вулканические породы. Геология Армянской ССР. IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1970, с. 9–135.
- Малхасян Э.Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван: Изд. АН Армянской ССР, 1975, 170 с.
- Мандалян Р.А. Петрография и условия образования верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации СВ части Армянской ССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Ереван, ЕГУ, 1965, 22с.
- Мандалян Р.А. Основные черты литологии верхнеюрских (с неокомом) вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР. Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974, с. 47–51.
- Мандалян Р.А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры—нижнего мела северной части Армянской ССР (литология, основные черты палеовулканизма, полезные ископаемые). В кн.: Стратиграфия и литология Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1979, с. 101–193.
- Мандалян Р.А. Карбонатонакопление и вулканизм в геосинклинальных прогибах верхней юры—неокома Малого Кавказа. Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Доклады Советских геологов на 28-ом Межд. Конгрессе. Вашингтон. М.: Наука, 1988, с. 209–214.
- Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд. АН Армянской ССР, 1990, 172 с.
- Мандалян Р.А. О вулканогенно-карбонатном парагенезисе (аналитический обзор и генетическая интерпретация). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, т. 47, № 2, с. 24–33.
- Мандалян Р.А. О палеогеографии и продуктах размыва кислой вулканической серии верхнего байоса северо-восточной части Армении (Сомхето-Карабахская зона). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, LX, № 2, с. 3–10.
- Мандалян Р.А. Органическая жизнь и осадкообразование в юре Северной Армении. Новости палеонтологии и стратиграфии. Геология и Геофизика. Новосибирск, 2008, вып. 10–11, с. 247–250.
- Мандалян Р.А., Степанян Ж.О. Литология и условия формирования нижнеюрских отложений Шамшадинского антиклинория (Сомхето-Карабахская зона, Тавушский марз, Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, LXL, № 2, с. 21–28.
- Мкртчян К.А., Мартиросян С.В. Об Иджеванском месторождении каменных углей Армении. Сов. геология, 1975, № 8, с. 149–151.
- Мнацаканян А.Х. Меловые вулканические породы. Геология Армянской ССР. IV Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1970, с. 136–220.
- Мурадян К.М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН Армении, 1994, 359с.
- Панов Д.А. Тектоническое районирование Кавказа на раннеальпийском этапе его развития (ранняя и средняя юра). Тр. ГИН АН Грузии, Нов. сер., 2004, вып. 119, с. 179–187.
- Паффенгольд К.Н. Геология Армении. Армения в системе Кавказа и Малой Азии. М.-Л.: Изд. геол. литературы, 1948, 895 с.
- Пелелиподы и кораллы юрских отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983, с. 77–123.
- Петросов И.Х. Глинистые породы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983, 322 с.
- Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов. Санкт-Петербург: Изд. ВСЕГЕИ, 1995, 247 с.
- Топчишвили М.В., Надарейшвили Г.Ш. Геологическое развитие Грузии в юрском периоде. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер., 2004, вып. 119, с. 150–178.
- Туманян Г.А. Позднемезозойская структура междуречья Дебед-Агстев (Северная Армения) Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. -- мин. наук, Ереван, ЕГУ, 1975, 32с.
- Туманян Г.А. Структурно-формационные особенности и геодинамическая обстановка формирования Алавердского антиклинория. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, LXI, N 2, с. 3-9.
- Чихрадзе Г.А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений юго-восточной Грузии. Материалы по литологии юго-восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965, с. 5–57.
- Чубарян Г.А. Геологический очерк Иджеванского региона (объяснительная записка к геологическим картам и картам полезных ископаемых). Фонды УГСМ Арм. ССР, 1973, 217 с.
- Эфендиева Э.Н. Литология и условия образования верхнеюрских отложений юго-восточной части Малого Кавказа (северо-восточная часть Нагорного Карабаха). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. – мин. наук, Баку, Аз.ГУ, 1969, 21 с.
- Юра Кавказа Санкт-Петербург: Наука, 1992, 184 с.

Рецензент М. В. Топчишвили

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ (ՏԱՎՈՒՇԻ ՄԱՐԶԻ) ՅՈՒՐԱՅԻ ՀԱՍԱԿԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԸ

Ռ.Ա. Մանդալյան

Ամփոփում

Հայաստանի հյուսիս-արևելյան մասում առանձնացվում և բնութագրվում են յուրայի ամբողջական կտրվածքի յոթ երկրաբանական ֆորմացիաներ և մեկ ենթաֆորմացիա: Համալիր ուսումնասիրությունների արդյունքում տարածաշրջանում անցատվում են յուրայի զարգացման երեք փուլեր՝ լեյաս-ստորին պլեն, բայոս-բաթ և կելովեյ-վերին յուրա: Նրանցից յուրաբանչյուրը բնորոշվում է միանգամայն յուրահատուկ նստվածքազոյացման, հրաբխականության և հնաաշխարհագրական առանձնահատկություններով:

Կտրվածքում յուրայի հիմքը ծածկում է հերցինյան բյուրեղային ֆունդամենտը, որը

մերկանում է Շամշադինի անտիկլինորիի միջուկում՝ Հախունի ելուստի սահմաններում: Ստացված արդյունքները կծառայեն որպես հիմք Հայաստանի Տավուշի մարզի սահմաններում (Սոմխեթա-Ղարաբաղյան) երկրակեղևի հետագա կառուցվածքի, կազմի և զարգացման օրինաչափությունների ուսումնասիրությունների համար:

THE JURASSIC GEOLOGICAL FORMATIONS OF THE NORTH-EAST ARMENIA (TAVUSH MARZ)

R.A. Mandalyan

Abstrakt

The Jurassic geological formations of the northeast part of Armenia from the basis up to roof of Jurassic section are allocated and characterized. The result of the complex researches three stages of development are allocated: Lias – Lower Aalenian, Baiocian – Bathian and Callovian – Upper Jurassic. Each of them are characterized by the specificity of development, including features of sedimentation, volcanism and paleogeography.

At the beginning of the Jurassic time the rich terigene (sandy-clay) sedimentation took place, then occurred an intense underwater volcanism and by the course of the island arc elevation happened the coal moderate deposition. In the Callovian time the wide terigene sedimentation developed, transiting to intense accumulation of limestone and dolomite in Oxford-Callovian time. At the second half of the Oxford times this accompanied by underwater volcanism of basic-moderate composition, leading to formation of a different type of the volcanogenic carbonate gradations.

ИСТОЧНИКИ КРЕМНЕЗЕМА И ФОРМЫ ЕГО ПОСТУПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ДИАТОМИТОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ АРМЕНИИ

© 2009г. Т. А. Авакян, Р.Т.Джрбашян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: jrb_rub@sci.am
Поступила в редакцию 17.04. 2009г.

Рассмотрены возможные источники и пути поступления кремнезема в диатомитоносные бассейны Армении, а также встречающиеся в них формы и генетические типы аморфного кремнезема. В образовании кремнезема значительная роль отводится тейфре, связанной с извержениями из вулканических центров, обрамляющих диатомитоносные бассейны. Изучение данных вопросов способствует выделению участков качественных диатомитовых пород и оценке их запасов.

Известно, что кремнезем является ведущим минеральным соединением, участвующим в формировании панцирей диатомиевых водорослей. В статье впервые обсуждаются вопросы источников кремнезема и форм его нахождения в диатомитоносных бассейнах Армении. В настоящее время принято считать, что в природных водах кремнезем находится в двух формах: а) в молекулярно-диспергированной, т.е. в виде истинного раствора, и б) в полимеризованной или коллоидной. Установлено, что до стадии насыщения (т.е. содержаний до 100-120 мг/л) кремнезем находится в виде истинного – молекулярного раствора и присутствует, главным образом, в биогенной форме - в виде раковин диатомей. Для хемогенного осаждения кремнезема необходимо, чтобы его содержание было >100-120 мг/л, т.е. выше уровня насыщения. Кремнезем растворяется в воде и при комнатной температуре, образуя истинный раствор (H_2SiO_4) с концентрацией до 0,002 – 0,014%. Поэтому кремнезем никогда не полимеризуется в истинном растворе до тех пор, пока его концентрация ниже растворимости аморфного кремнезема (Страхов, 1966). Содержание растворенного кремнезема в поверхностных и подземных водах составляет менее 0,01%, следовательно, кремнезем в них находится в молекулярно-диспергированном состоянии. Основные процессы, ведущие к изменениям концентрации кремнекислоты, – это биогенное извлечение кремнезема из ненасыщенного раствора с переходом в твердое аморфное состояние и обратный процесс растворения аморфной кислоты из постепенно оседающих органогенных взвесей, которые формируют донные осадки. Следует отметить, что наряду с аморфным кремнеземом, находящимся в состоянии истинного раствора, реки приносят большое количество взвешенного кремнезема в виде кварца, силикатов и алюмосиликатов. Известно, что в речных водах Армении содержание кремнезема (в пересчете SiO_2 в мг/л и рН средн.) находится от 13,6 до 22,3 мг/л, а рН – в интервале от 6,2 до 7,9. Диатомовые водоросли в озерных бассейнах способствуют интенсивному осаждению кремнезема. В процессе жизнедеятельности они способны разлагать и извлекать

кремнезем из пепловых продуктов, а также из взвешенных частиц глин и алюмосиликатов. Поскольку при построении панцирей для образования диатомитов требуется значительное количество кремнезема, то ясно, что накопление диатомитов возможно в бассейнах с большой насыщенностью SiO_2 .

В конце плиоцена и начале четвертичного времени территория Армении и смежных областей Южного Кавказа представляла собой арену бурного проявления вулканической деятельности (Джрбашян и др., 2009), вследствие чего в озерные бассейны поступали большие объемы пеплов и тейфры разного состава, богатые кремнеземом. При выпадении вулканического материала на первых стадиях происходит растворение адсорбированных на пеплах веществ, в том числе и кремнезема, затем начинается разложение самих частиц пепла. Указанный процесс протекает интенсивно в условиях щелочной среды как в стадии седиментогенеза, так и диагенеза. Каждый атом кремния с окружающими его атомами кислорода отделяется от поверхности и вступает в реакцию с водой, в результате чего образуется монокремниевая кислота $Si(OH)_4$. Этот процесс можно представить в виде реакции $(SiO_2)_n + 2n(H_2O) = nSi(OH)_4$. Таким образом, твердый кремнезем в воде подвергается гидратации и деполимеризации. Скорость растворения кремнезема в 0,01% нормальном растворе щелочи (при рН примерно 12) зависит от суммарной площади и поверхностной частиц кремнезема (Balthis, 1962). Для насыщения чистой воды тонкоизмельченным кремнеземом требуется несколько дней, а для насыщения плотным кремнеземом требуются месяцы и даже годы. Структура монокремниевой кислоты включает атом кремния, координирующий четыре атома кислорода. По существу, монокремниевая кислота не имеет ионной формы и не проводит электрического тока, однако в щелочном растворе она ионизируется. Обычно монокремниевая кислота быстро полимеризуется в результате пересыщенности раствора*.

* Пересыщенность раствора вызвана выпариванием, охлаждением, изменением рН и т.д.

чале возникают разновидности, имеющие низкую молекулярную массу, в дальнейшем молекулярная масса возрастает, и возникают разновидности в виде коллоидного кремнезема или геля кремнезема. По данным Р.К. Айлера (1959), обычно монокремниевая кислота наиболее устойчива при pH от 1,0 до 3,0. При pH от 3 до 7 растворенная кремниевая кислота или коллоидный кремнезем обычно превращаются в гель. Этот процесс наиболее интенсивно протекает при значениях pH от 5 до 7, и образованный гель постепенно твердеет, превращаясь в опал.

Кроме аморфного кремнезема широко распространены кристаллический кремнезем, представленный силикатами и алюмосиликатами, а также кварцем (от единичных зерен в собственных диатомитах до 30% в глинистых разновидностях). В отличие от аморфной формы кремнезема, вышеотмеченные кристаллические формы не связаны с биосом, а служат индикатором поступления терригенного материала. Содержание аморфного кремнезема зависит от типа пород (табл. 1), от видов диатомовых, а также от размера и толщины диатомовых створок. По данным Дж.Уэльса, содержание кремнезема в панцирях форм вида *Chaetoceros* достигает до 40%, а в панцирях крупных толстостворчатых *Coscinodiscus* иногда достигает 75% и т.д. Таким образом, содержание аморфного кремнезема находится в зависимости от размеров и толщины створок.

Таблица 1

Содержание аморфного SiO_2 в зависимости от типа диатомитовых пород

Наименование пород	Содержание аморфного кремнезема в % к общему количеству
Диатомиты	72-95
Диатомиты глинистые	50-65
Глины диатомовые	40-60
Песчано-глинистые диатомовые породы	20-25
Диатомово-известковистые породы	10-30
Диатомово-пепловые породы	5-20

Для диатомитовых месторождений Армении вулканогенно-осадочного генезиса нами рассматриваются разные источники поступления кремнезема в бассейны, связанные: 1) с разложением продуктов вулканических выбросов (пеплы, пемзы и т.д.); 2) с поступлением кремнезема гидротермальными растворами, сопровождающими вулканическую деятельность; 3) с разложением и выщелачиванием более древних (интрузивных, вулканических, осадочных и др.) пород. Среди отмеченных

источников основную роль играют вулканические выбросы — пепловые, пеплово-пемзовые продукты.

Областями, питающими вулканическим материалом изученные диатомитоносные бассейны, могут служить: для Ахурянско-Джавахетского нагорья с севера и Арагацкого массива с юга, для Арзнинского — вулканы Гегамского нагорья и Приереванского района с востока, а также Арагацкого массива с запада, а для Сисианского — вулканы Сюникского хребта. Во всех отмеченных областях в верхнеплиоцен-четвертичное время активная вулканическая деятельность носила взрывной характер, по типу извержений приближаясь к стромболианскому типу и формируя значительные объемы пирокластики. Состав продуктов вулканических извержений варьирует в широком диапазоне — от базальтов и трахибазальтов до дацитов, риолитов и трахириолитов. Макроскопические и микроскопические исследования показывают, что везде присутствует вулканический продукт, в основном пеплового характера с размерами частиц 0,001-0,005 мм в поперечнике. Пепел в пробах в виде вулканического стекловатого материала местами составляет до 75%. При изучении разрезов в пределах различных участков вулканогенно-осадочных диатомитовых месторождений видно, как вулканические продукты (пепел, пемза, пемзо-пепловые продукты, вулканические пески, вулканогенно-обломочные породы) образуют самостоятельные слои, пласты, пачки, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 40-50 м и больше. (Авакян, 1974)

Поступление кремнезема в вулканогенно-осадочные месторождения (бассейны) происходило также и из гидротермальных растворов. О подобных связях с гидротермами впервые отмечено Ю.Горецким (1945) для Нурнусского диатомитоносного бассейна (Котайкский марз). Здесь в образовании диатомитов основная роль отведена термальным водам, выходы которых находятся в непосредственной близости к водоему. Они снабжали бассейн большим количеством растворенного кремнезема. Благодаря таким исключительным условиям, в Нурнусском бассейне образовались очень чистые диатомиты, в которых SiO_2 достигает до 92 и более процентов, Fe_2O_3 — от следов до 1%. Благодаря пересыщенности кремнеземом, воды Нурнусского диатомитоносного бассейна сбрасывали в осадок кремнезем в виде геля-опала. По нашим данным (рентгено-структурным, электронно-микроскопическим), состав опала определяется как опал-кристобалит-халцедон. Ими слагаются прослойки 0,15-0,25 м, а также желваки и линзы, приуроченные к определенным стратиграфическим горизонтам.

О наличии возможных связей с гидротермами в месторождениях вулканогенно-осадочного типа, в частности для Сисианской группы месторождений, впервые отмечали Ю.Баранов, Н.Игнатьева (1960, фонды Арм. ГУ): В ряде участков Сисианской группы месторождений пирокластические породы подвергнуты слабому

гидротермальному изменению, в них выявлены бораты (улексит, тинкальконит), гидротермальный опал, халцедон, пирит, сера, которые присутствуют также в породах Арзнинского, Нурнусского и др. бассейнов. Роль термальных вод в формировании диатомитовой толщи зависит от удаленности бассейна от места поступления гидротерм. Так, например, для Сисианского, Ахурянского и ряда других бассейнов вулканогенно-осадочного типа, где выходы термальных вод, вероятно, находились в значительном удалении от места накопления диатомитов, а растворимость кремнезема в термальных водах в связи с их охлаждением по пути стока падала, проявлялось незначительное гидротермальное изменение пород, в то время как в разрезах отмечается наличие мощных толщ пепловых образований и др. вулканических пород. В результате термальные воды могут рассматриваться в качестве второстепенных источников поступления в бассейн растворенного кремнезема. При микроскопическом изучении диатомитовых пород разных месторождений Армении вместо диатомовых панцирей часто наблюдаются бесформенные опаловые частицы ($d \leq 0,001 \text{ мм}$), шарики-глобулы (до 50 мкм), а также линзы-прослойки ($15\text{-}25 \text{ см}$) (рис.1). Содержание их в отложениях вулканогенно-диатомитовой формации колеблется от 10 до 30%. Отмеченные явления описаны, в частности, в разрезах Арзнинского, Нурнусского (Котайкский марз), Карнутского (Ширакский марз) и др. диатомитовых бассейнов Армении.



Рис. 1. Опаловые глобулы в диатомитах (ув.280*)

Подобные формы аморфного кремнезема могли образоваться в бассейнах в стадии их пересыщенности кремнеземом, когда диатомовые организмы не в состоянии были усвоить весь кремнезем, в результате чего избыток последнего выпадал в виде геля – опала в разных формах скоплений, имеющих хемогенное происхождение. При микроскопическом изучении диатомитовых пород, в частности при изучении форм и условий образования аморфного кремнезема, наблюдались опаловые шарики, часто содержащие фрагменты панцирей диатомовых водорослей, что указывает на их более позднее образование (Авакян, 2003).

Как было отмечено выше, определенное количество кремнезема поступало в бассейны также за счет разложения и выщелачивания вулканических, интрузивных и осадочных пород доплиоценового комплекса. На разных участках вулканогенно-диатомитовых месторождений Армении: Арапи, Ваграмаберд и др. (Ахурянский диатомитовый бассейн), Арзни, Нурнус и ряд других (Касах – Раздан – Азатский диатомитовый бассейн), Шамб, Дарабас, Уз, Гор-Айк и др. (Воротан – Горисский диатомитовый бассейн) в разрезах диатомитовых толщ присутствуют в основном окатанные, полуокатанные, местами остроугольные обломки различных древних пород размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Они представлены вулканиками разного состава – базальтами, трахибазальтами, андезитами, трахиандезитами, риолитами, обсидианами, туфами, пемзами, а также интрузивными и редко метаморфическими породами, что указывает на сложный состав питающих провинций. По расчетам В. Н. Холодова (1987), Н. А. Лисицкой (1973), В.В. Гордеева (1983), а также по экспериментальным данным Ж. Педро (1971), магматические породы, в отличие от пород осадочных, являются важным поставщиком кремнезема. Так, из 1 м^3 базальта извлекается до 1112 кг кремнезема, а из гранита – 802 кг , тогда как из 1 м^3 средней осадочной породы – только 42 кг кремнекислоты.

Для выноса кремнекислоты большую роль играет минеральный состав пород. Так, суммарное содержание кремнезема в гранитах достигает 1866 кг/м^3 , однако, заметно уступает базальтам, т. к. в гранитах почти треть кремнезема заключена в устойчивом при выветривании кварце и в зоне гипергенеза не подвержена разложению. В то время как основные плагиоклазы, пироксены и оливины, преобладающие в базальтах, слабо устойчивы, базальты бесспорно являются самым основным поставщиком кремнезема.

Из отмеченных многочисленных источников кремнезема для образования диатомитовых пород в диатомитовых месторождениях Армении преобладающую роль играют пепло-пемзовые продукты. Для полного представления о связи с вулканизмом, как источнике кремнезема, можно привести данные фацеального анализа, проведенного по Арзнинскому, Сисианскому, Ширакскому и другим разрезам. В тех частях разреза, где преобладает терригенная фация, кремнезем в основном присутствует в виде кварца или в алюмосиликатной форме, и только малая часть кремнезема представлена остатками диатомовых панцирей. С поступлением вулканического материала процент биогенного кремнезема резко возрастает, достигая 78 и более процентов. Таким образом, можно допустить, что главным источником значительного количества растворенного кремнезема является вулканический материал.

Обобщая приведенные данные, можно заключить, что при изучении закономерностей размещения диатомитовых месторождений Ар-

мении, а также качественных особенностей диатомитовых пород, безусловно, необходимо выяснять источники кремнезема и пути его поступления в бассейны, формы и генетические типы аморфного кремнезема (биогенный, хемогенный и т.д.). Химический тип аморфного кремнезема несравним с биогенным, т.к. аморфный кремнезем химического генезиса не обладает теми же физико-химическими (сорбционными, фильтрационными) и структурными (объемный вес, пористость и др.) особенностями, как биогенный кремнезем. Результаты этих исследований помогут более обоснованно выделять участки качественных диатомитовых пород, а также правильно ориентироваться при проведении границ блоков балансовых и забалансовых запасов диатомита.

ЛИТЕРАТУРА

Авакян Т.А. Диатомиты Сисианского месторождения Армянской ССР. Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1974, 133с.
 Авакян Т.А. Характеристика качества и структурных особенностей диатомитов Армении. Изв. НАН РА,

Науки о Земле, 2003, т.56, №3, с. 46-49.
 Айлер Р.К. Коллоидная химия кремнезема и силикатов. М.: Госстройиздат, 1959, 288с.
 Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983, 159с.
 Горещкий Ю.К. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта в Армении. В кн. "Диатомиты и трепелы". М: Госгеолтехиздат, 1945, т.1, с.29-52.
 Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Каралетян С.Г., Мнацакяня А.Х., Навасардян Г.Х. Позднеколлизийный вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. «Магматизм и рудообразование», Материалы конфер., посв.125-летию А.Н.Заварицкого.М.: ИГЕМ РАН, 2009, с.39-42
 Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973, 224с.
 Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971, 352с.
 Страхов Н.М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. В кн.: "Геохимия кремнезема". М.: Наука, 1966, с.5-11.
 Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли. В кн. "Происхождение и практическое использование кремнистых пород". М.: Наука, 1987, с.6-43.
 Balthis J.S. Patent 2b, 14995, 1962.

Рецензент Р. А.Мандалян

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ՊԼԻՈՑԵՆ –ՉՈՐՐՈՐԳԱԿԱՆ ՀԱՍԱԿԻ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱՅԻՆ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐ ՄՈՒՏՔ ԳՈՐԾՈՂ ՄԻԼԻԿԱՀՈՂԻ ԱՂՔՅՈՒՐԵՐԸ ԵՎ ՉԵՎԵՐԸ

Թ.Ա.Ավագյան, Ռ.Տ.Ջրբաշյան

Ամփոփում

Հոդվածում բերվում են տվյալներ սիլիկահողի ձևերի, ինչպես նաև դիատոմիտային ավազաններ մուտք գործող սիլիկահողի տարբեր աղբյուրների մասին: Հայաստանի հրաբխա-դիատոմիտային ֆորմացիայի հանքավայրերում սիլիկահողի հիմնական տեսակը՝ բիոգեն-ամորֆ սիլիկահողն է, որը ներկայացված է դիատոմային ջրիմուռների զրահներով: Ուսումնասիրման ժամանակ պարզվել է, որ դիատոմիտային առանձին ավազաններում բացի բիոգեն ծագման սիլիկահողից մասնակցում են քիմիական ճանապարհով առաջացած սիլիկահողեր՝ ներկայացված գնդաձև, հատիկանման, ոսպնյականման ձևերով: Վերջիններս առաջանում են այն փուլերում, երբ դիատոմային ջրիմուռների զարգացման ընթացքում մեծ քանակությամբ սիլիկահող է մուտք գործում ավազան: Նման պայմաններում դրատոմային ջրիմուռները ի վիճակի չեն լինում կլանելու սիլիկահողի ամբողջ քանակությունը, որի հետևանքով չկլանված սիլիկահողը ավազանում նստվածք է տալիս քիմիական ճանապարհով գելի՝ օսլալի ձևով:

Հարկ է ընդգծել, որ դիատոմիտային հանքավայրերի ուսումնասիրման ժամանակ կարևոր է որոշել ամորֆ սիլիկահողի՝ որպես միներալային հումքի տեսակը (քիմիական, բիոգեն): Դա թույլ կտա ընտրել բարձր որակի դիատոմիտային տեղամասեր, ինչպես նաև ճիշտ կողմնորոշվել հաշվեկշռային և արտահաշվեկշռային պաշարների տեղամասերը սահմանագծելիս:

SOURCES OF SILICA AND ITS FORMS TRANSFER IN UPPER PLIOCEN-QUATERNARY DIATOMACEOUS BASINS OF ARMENIA

T.A.Avakyan, R.T. Jrbashyan

Abstract

Possible sources and ways of transfer silica in diatomaceous basins of Armenia, and also forms meeting in them and genetic types amorphous silica are considered. In formation of silica the significant role is give tephra, connected with volcanic eruptions from the volcanic centers framing diatomaceous basins. Studying of these questions promotes distinguish of sites qualitative diatomitic rocks and an estimation of their stocks.

ACTIVE FAULTING AND RELATED SEISMIC HAZARD IN THE VANADZOR DEPRESSION AREA

© 2009 A.V. Avagyan

*Institute of Geological Sciences, M. Baghramian Ave., 24a, 0019,
Yerevan, Republic of Armenia,
e-mail: avagn@yahoo.fr
Submitted to the editors on 10.06.2009*

Active faults in the Vanadzor depression area present evidence of high hazard level. The well understanding of the hazard characteristics of these faults is the first and important stage to prevent related risk. The important point is the maximum permissible hazard level estimation equivalence to the real hazard, which is not a case in urbanization planning for Vanadzor area. Risk level is high taking into account the seismic potential, interrelated natural, technologic or anthropogenic hazards in the densely populated area. The obtained data shows one paleo-event with magnitude $M_w \geq 7.2$ with epicenter in the Vanadzor depression area. The existence of the surface rupture in the basin is proven. Thus the active segments must be considered as capable faults. Manifested fault activity as a main triggering factor of interrelated hazards indicate the importance of the continue investigation in one hand and the sensibilization of the republican and local authority on the other hand

1. Vanadzor depression setting

The Vanadzor depression situated in the most important 490 km length Pambak-Sevan-Sunik fault (PSSF) zone of the Armenia, striking from Lake Arpi (NW Armenia) area to the valley of Arax (SE Armenia). To the NE from Sevan lake the fault activity forms tectonic depressions (of Tsovagugh, Fioletovo and Vanadzor) (figure 1). The trace of PSS strike-slip fault is partly inherited from major thrusts and reverse faults which deformed the Lesser Caucasus range since the beginning of continental collision of the SAB with the Eurasian margin during Paleocene to Lower Eocene (Avagyan et al., 2009; Sosson et al., 2009).

The activity of the PSSF fault is studied since the Spitak 1988 earthquake (Trifonov et al., 1990; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 1997, 2002, 2004; Avagyan, 2001). These studies demonstrated that the PSSF consists of five large segments. Vanadzor depression of 16 km long and up to 3 km wide situated in the overstep zones of the 90-km-long Arpi-Vanadzor and the 115-km-long Vanadzor-Artanish segments between the mountain range of Bazum to the North and that of Pambak to the South. The Western half of this depression is occupied by the Vanadzor city (the third city of Armenia). Horizontal slip rate estimates are 3–4 mm/year for the Arpi-Vanadzor segment (Trifonov et al., 1990) and 2.8 mm/year for the Vanadzor-Artanish segment (Philip et al., 2001).

Contrary to the horizontal kinematics of right lateral strike-slip the PSS faults shows variable vertical one. Along its southern segments PSSF generally manifests mainly oblique slip with normal component, whereas along the northern ones is exposed reverse component. This can be explained by progressive change of the fault orientation from the $N105^\circ$ (in the North) to $N155^\circ$ (in the South) in correlation with stress field (Avagyan, 2009).

The fault is characterized by strong historical earthquakes that occurred most notably in 915 ($M \sim 6.0$), 1407 ($M \sim 7.0$), 1187 1853 ($M \sim 6.0$) and 1139 ($M \sim 7.5-7.7$) (Karakhanian, 2004). The paleoseismological study evidenced paleo-earthquakes of magnitude $M_w = 7.4$ for Vanadzor-Artanish and Arpi-Vanadzor segments, which

are the maximum estimated magnitudes (with respect to historical and instrumental seismicity) for these segments according to observed coseismic displacement (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 2004).

In the Vanadzor area there are scarce witnessings about earthquake disaster. According to Galagyan (1858) the Goir monastery is totally destroyed by 1828 earthquake that the epicenter is situated about 18km to the south. Mesropyan (1984) suppose that the wonderfully constructions (supposed to belong to the 9th century) in the abandoned Papunk village (south of Vanadzor city, in more altitude), the churches (only fundaments conserved) in the villages of the Verin Kilisa and Lernapar were destroyed by earthquake. All this sites need to be investigated in detail. Excepting the seism of 1828, we don't know the others destruction caused earthquake date and epicenter situation.

Instrumental catalogues of earthquake (NSSP) include only single seism of moderate magnitude (5.3) occurred in 1915 in this area.

2. Geomorphic evidence of fault activity

The PSSF (Pamak-Sevan-Sunik fault) in the Vanadzor depression the fault is subdivided into several branches controlling almond-shaped basin (figure 2). The depression substratum composed by sedimentary rocks of Eocene and Upper Cretaceous (limestones, tuffs, tuffo-breccia, sandstones) and post Oligocene intrusive rocks (Sayadyan, 2009). More recent sediments of clay and sand occupy the bottom of the depression and attain 145 meters thickness. Two volcanic levels of tuff acknowledged in borehole in depth of 16.7m and 23.8m in the NW of the basin (Milanovski, 1968). In the geological construction of the depression the existence of basalts andesitic (Bagdasaryan and Jrbashyan, 1970) is important from geodynamical point of view which disappear westward under the Pambak river recent alluvium.

Vanadzor depression crossing the major fault traces are identifiable on the 3D numerical model (figure 2), on topographical maps and air photographs. The field observations show that the rocks of the substratum of the basin between the main faults are deformed and frac-



Figure 1. System of active faults forming tectonic depressions proposed by A.Karakhanyan (A). B- Physical experimental model results on sand realized by J.Ritz (Montpellier II University, France) for the strike-slip fault. 1- strike-slip faults, 2- reverse faults, 3- normal faults.

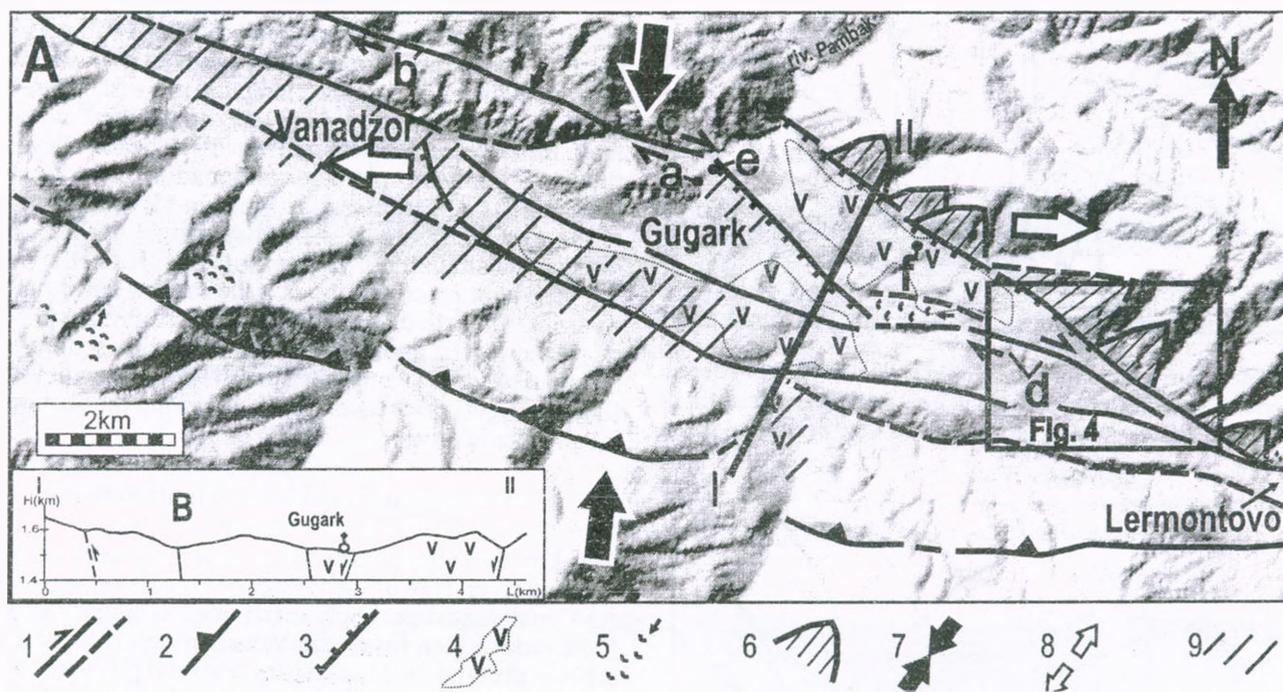


Figure 2. A-Active fault map superposed on the 3D topographic model (modified from Avagyan, 2001). 1- active and inferred strike-slip faults, 2-reverse faults, 3-normal faults, 4-basaltic andesitic, 5 – landslides, 6-triangular facets, 7- regional compression axes, 8- local extension of Right bend, 9- populated area. B- topographical profile (the I-II line of profile is shown on numerical model) with vertical exaggeration, faults and basaltic andesite situation are shown.

tured in a very intense manner especially at neighborhood of faults.

One such intense deformation outcrops to the West of Gugark village (figure 3; a, figure 2). Paleogene sediment layer become vertical affected by the faults. Schistosity intensified to the SW and the original layer structures are nearly disappear. The fault has a general flower structure and near the surface manifests different cinematic. This cinematic variability is observed on the fault map depending of segment geometry and orientation. In the same area the numerous striated micro-faults are observed allowing stress tensor calculating using the Etchecopar software (1981). The σ_1 orientation is compatible with the regional compression axis obtained by former study for the region (Avagyan et al., 2005). The outcropping WNW oriented schistosity additionally confirms it. Fault morphological expressions as pressure ridges, deflected deranges, offset streams, triangular

facets evidence the recent activity. The fault main segment dextrally offset the stream 400m (b, figure 2, A) and more than 1,3 km deflected the NE oriented valley of Pambak river (c, figure 2, A) to the north of Vanadzor city.

In the East part of the Vanadzor depression, the fault escarpments and the deformed morphological markers are better conserved than in the West owing to lesser volume of the covering recent sediments and to less anthropisation.

The valleys which go down from the Bazum Mountain are well developed in the relief with relatively dip V shape erosions, but they stop very roughly at the limit of the basin which is a one segment of the fault. Here triangular facets developed indicating relative subsidence of southern block (A, figure 2). This transition slop/basin underlined by springs corresponds to the fault limiting the depression from North (figure 4). Towards down-



Figure 3: Interpretation of an outcrop in NW of the village of Gugark showing the complexity of the fault near the surface. Stress tensor obtained from population of micro-faults near the village shown below.

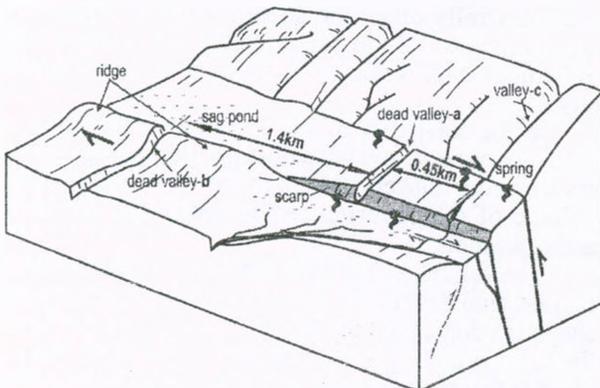
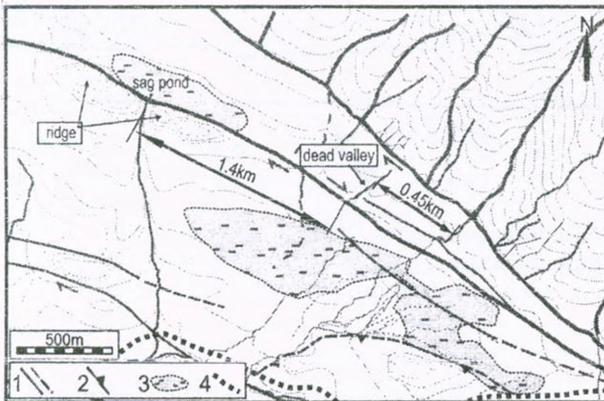


Figure 4: The map and the block interpretative diagram of the East part of the Vanadzor basin (modified from Avagyan, 2001 and Karakhanyan et al., 2004). 1- Active and inferred faults, 2- reverse faults, 3- high humidity area, 4- road.

stream the incisions are rather shallow or absent. Somewhere recent small alluvial fans related to important valleys are observed.

Still towards downstream (SSW) the glacia is interrupted by another fault. It to the East manifests 2-6 meters height southward dipping scarp and to the West 25 meters height northward dipping scarp (figure 4). This reversed scarp phenomena shows fault segment strike slip kinematic nature which displaces a paleo-topography. The started new perpendicular incisions on the straight scarps show recent erosion after fault last reactivation.

These two faults limit one dead valley incising the glacia without possible upstream and downstream continuation (a on the block diagram, figure 4). This disposition can be explained only by a lateral offset.

Considering right lateral cinematic of the fault in the site, downstream continuation of a dead valley (figure 4) can be the abandoned valley (without its upstream) starting in the middle of the elongated ridge (d, figure 2, A; b, figure 4; figure 5) 1,4 km more to the West along a fault. Relatively important incision of the dead valley (a, figure 4) imply its upstream continuation on the southern slope of the Bazum range located in 450 meters more to the East (c, figure 4). This disposition implicates a horizontal cumulative 1,85 km right lateral offset.

The fault reactivations dam the streams and humidity from the north of elongated ridge forming sag pond. Its surface is flat and corresponds to the fine sediments accumulation in a temporary lake. The dead valley (b, figure 4; figure 5) incision restarted owing the accumulated water level rise.

3. Stratigraphic evidence of fault activity

On the South bank of a small affluent of the Pambak river, NW of the village of Gugark (e, figure 2, A) a small landslide, lately reactivated, is situated in the fault zone, which limits the Vanadzor depression from NE. On the landslide main scarp one fault plan cuts near surface formations with the strike parallel to the suggested main fault segment located more to the North (A, figure 6). At least six stratigraphic units are identified (figure 6):

- 1-Unit of clear clay;
- 2-Unit of alternation of the fine clay and sand (few angled elements of diameter <1 cm);
- 3 and 3A - lower Paleosoil. Clay unit (3), is darker below containing numerous nodules of carbonate of pedologic origin and dark brown soil developed on top of it (3A);
- 4-Unit of colluvion with gravel of centimetric size;
- 5- Upper Paleosoil discordant bedding on units 3 and 4;
- 6- modern Soil.

The C¹⁴ dating (realized in the laboratory of Hydrology and Isotopic Geochemistry of the University of Paris - South by J-L. Michelot) of carbonate sample taken from the unit 3 (figure 6) gave an age of 21705±240y B.P. Another sample of the charcoal taken at the root of the actual soil (6) gave a very recent age of 132 ± 51 y B.P (dated in the same laboratory).

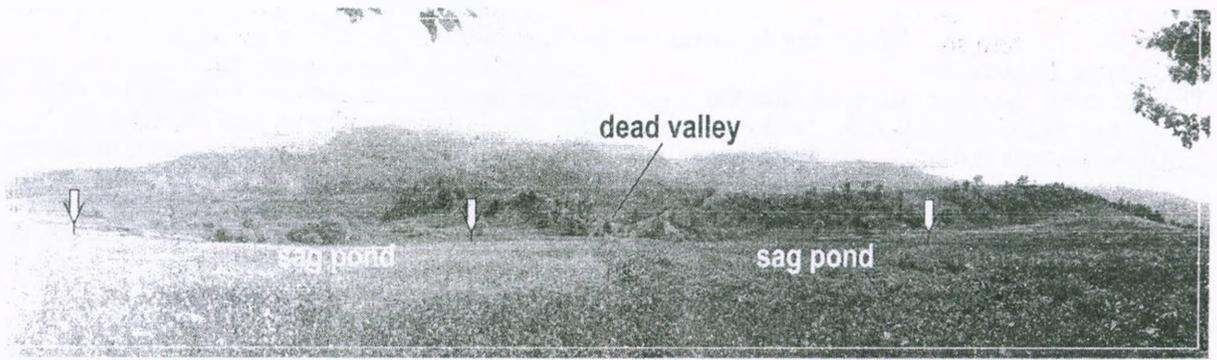


Figure 5. Photo of the elongated ridge with the paleo-valley. The arrows point out the fault trace.

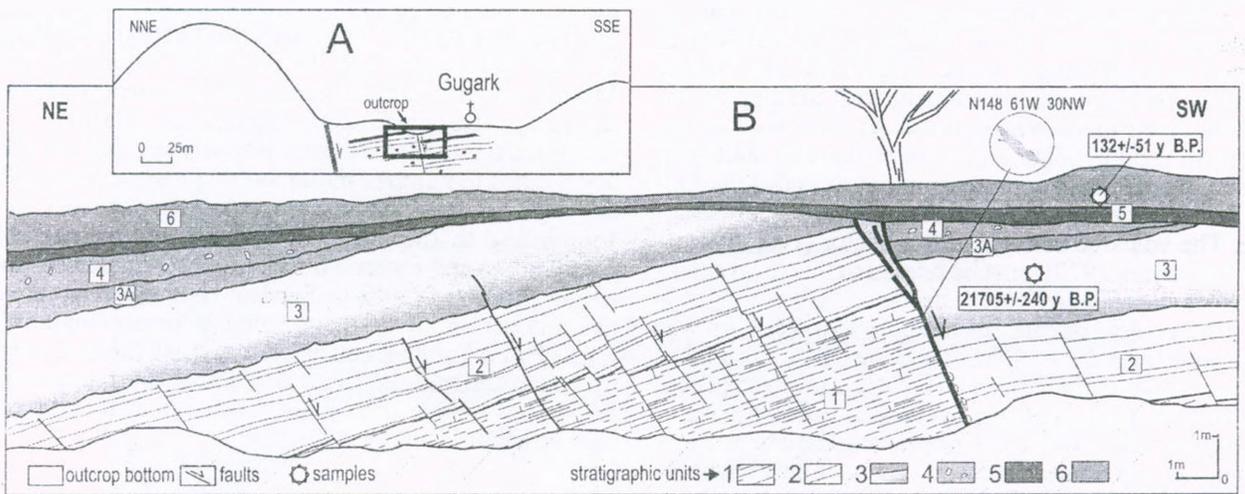


Figure 6: A-Schematic chart showing the situation of outcrop in comparison with the main fault. B- Map of outcropping.

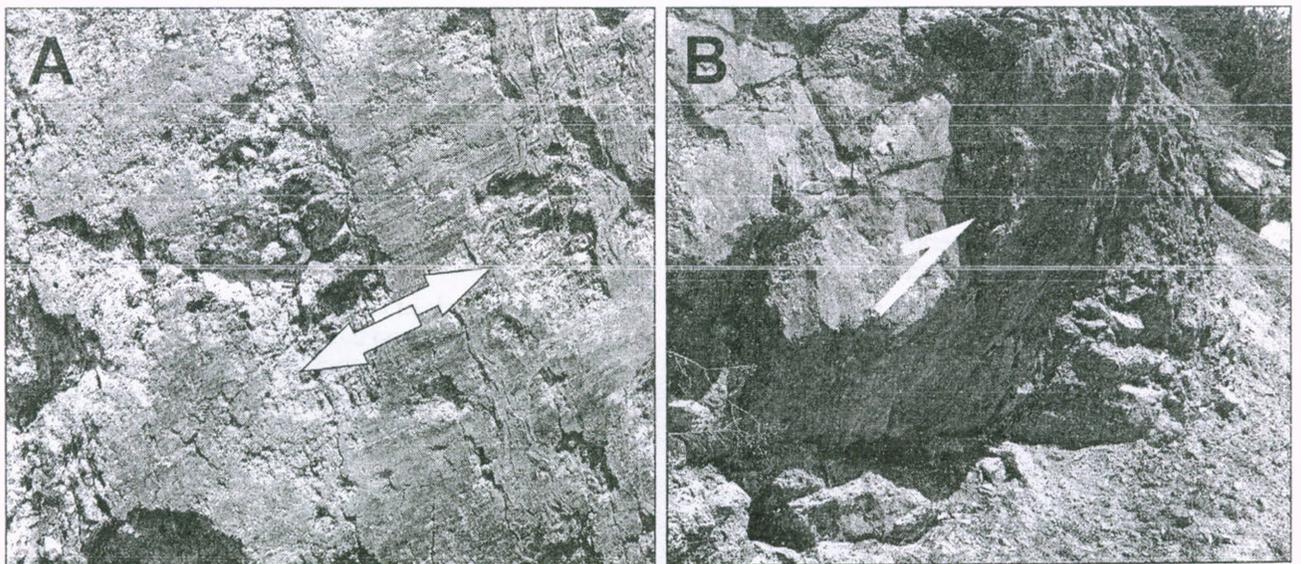


Figure 7. Oblique -slip (A) and reverses (B) faults to the north of Lermontovo village.

Discussion

Units 1 and 2 of clay and sand correspond probably to the Plio-Quaternary formations which fill the basin. They are affected by numerous normal micro-faults with displacements lower of 30cm and covered by an ancient

thick soil (3 and 3A). These faults point out at least one seismic events occurred before the paleosoil formation.

The units 1, 2, 3, 3A, and 4 are tilted to the NE related to the normal fault which affects them and the main fault which is more in NE according to morpho-

logical evidences. The erosion partly removed the units 3A and 4 before modern soil (units 5 and 6) formation which postdates the last event.

The last event therefore occurred after the lower paleosol (3) of 21705 ± 240 y B.P. age and unit 4 (not well dated) formations and before the formation of unit 5 and 6. The charcoal from unit 6 has a very recent age (132 ± 51 y B.P.) giving thus large time interval for the last seismic event. In any case this event is recently occurred in upper Pleistocene or in lower Holocene proving the fault activity and the real danger for the populated area.

The fault plan has an orientation $N148^\circ$ and dipping of $61^\circ W$. The identified striations have a pitch of 30° NW that corresponds to an extensive and predominantly strike slip fault (transtension).

This cinematic (with normal component) can be explained by segment about 30° clockwise change with respect to fault general strike. Relatively less change observed for the northern segment with SE dipping triangular facets to the NE (figure 2, A). This fault geometry with right bending along the strike-slip fault with general North South compression crate condition of local East-West extension zone forming pull a part structure. The volcanic activity of this sector (Bagdasaryan and Jrbashyan, 1970) must be related to this local extension tectonics (figure 2, A).

The vertical displacement equal to 2.40 ± 0.2 m was measured from the bottom of the unit 3. According to the empirical relation of Wells and Coppersmith (1994) this vertical displacement corresponds to earthquake of magnitude $6.9 < M_w < 7.0$. Considering horizontal component of cinematic induced displacement will be $M_w = 6 \pm 0.2$ m. If this value is near to maximal displacement, the corresponding magnitude for transtensional fault (all type) will be of $M_w = 7.26 \pm 0.1$ and for average displacement it will equal to $M_w = 7.56 \pm 0.1$. Such a magnitude can break the surface over more than hundred kilometers, which means that the rupture are propagated over two nearby segment (Vanadzor-Artanish and Arpi-Vanadzor). The same conclusion we obtained according to paleoseismological data from Gogaran and Fioletovo trenches situated about 28 km to the NW and 16 km to the SE from Vanadzor depression center (Avagyan, 2001; Karakhanyan et al., 2004). The previous studys shows that for same site the PSSF generates strong earthquakes with long recurrence time intervals (about 1500–4000 years) (Philip et al., 2001; Davtyan, 2007).

During a major earthquake the Vanadzor depression would not play a role of barrier in the case of both overlapping segments break. The uninterrupted aspect of the most active branch of the fault crossing the whole depression (figure 2) and linking up the segments of the Gogaran area (segment of Arpi-Vanadzor) to the NW and of the Fioletovo area to the SE (segment of Vanadzor-Artanish) arguments for that statement.

This disposition recalls the evolved stage of a fault zone obtained experimentally by Tchalenko et al. (1970). In the first stage the displacements split on several disconnected fault segments at the surface but linked in depth to the main fault. Later the most part of the segments become inactive while displacements concentrate on an uninterrupted fault located above the deep fault (master fault).

Another interesting outcrop is identified to the north of Lermontovo village. Here strike-slip fault ($N100^\circ 90^\circ 19^\circ W$ DF) with vertical component (oblique slip) (figure 7) and North dipping reverse fault ($N115^\circ 49^\circ N 62^\circ E$ RF) are identified both with well mechanically striated fault plans. The outcrop site corresponds to the eastern limit of the Vanadzor depression (Tandzut river upstream) where the faults are manifested in the narrow zone. The activity of the strike-slip fault which continues to the WNW we have aforementioned. Concerning the reverse fault we identified nearby outcrop with stratigraphical evidence of past activity (figure 8). Here brecciated and altered andesites and its piroclastes of Eocene age (4, figure 8) come up to the non consolidated sand and clayey sand (3, figure 8). Some materials of the tuffs have fallen in the sand (3, figure 8), that is why we observe it near the fault plan ($N80^\circ 45^\circ N$). Unfortunately the sand is not dated, but its non consolidated nature indicates post, at least Paleogene age. In this area Sayadyan and Mkrtchyan show alluvial-lacustrine sediments of Pleistocene age (Sayadyan, 2009; Mkrtchyan, 1956).

Bazum mountain range is not only uplifted but also approaches to Pambak mountain range by reverse fault activity (figure 9). The intermediate area is actually corresponding to the segment between the villages of Lermontovo and Fioletovo submitted to differential uplifting (maximal uplift in Tandzut river upstream area, near the Lermotnovo village) and the former single valley of Paleo-Pambak consisted by actual Tandzut river, upstream and middle course of Pambak river, upstream of Aghstef river valleys is subdivided in different river basins (Mkrtchyan, 1956).

4. Archeo-seismological observations

In the Vanadzor area we have observed an abandoned village showing evidence of seismic influence partially discussed before by Avagyan (2001) and Karakhanyan et al. (2004). After Hakobyan et al. (2001) this village situated several km NE from the village of Gugark (f, figure 2, A) is called Mets Baker. In this medieval historical site numerous khatchkars (curved stone with cross) appear from the soil and from vegetation. After Monument Protection Comity database (kindly provided by A. Mnatsakanyan) khachkars of 13-16 century and one gravestone of 16-17 century are in the cemetery.

The pedestals of khatchkars correspond to big stony blocks with notches on the summit to place the "foot" of the khatchkars. These pedestals are overbalanced, overturned and broken (figure 10). The analysis of the modalities of their deformation suggests rather a seismic impact than destruction of human origin. One pedestal has two feet places (one of them on the flank) which are absurd if we don't suggest the destruction of the first khatchkar after its overbalance (A, figure 10).

On figure 10 (B) the person shows the site from where a fragment of the pedestal broken du to violent impulsion (C). The new surface was not covered totally with lichens yet, that suggests a phenomenon of relatively young age. Comparable destruction was noticed during the seism of Spitak in 1988.

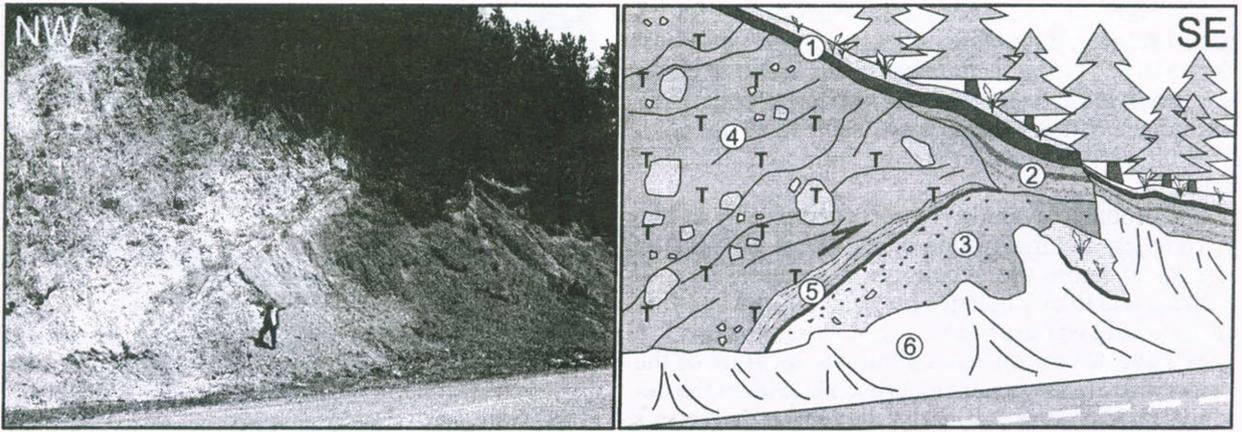


Figure 8: Reverse fault outcrop near the Lermontovo village. 1- modern soil, 2- well stratified colluviums of sand and gravels, 3- non stratified fine sand and clayey sand, angular fragments of unit 4 (predominantly of 2-5cm, rarely of >20cm size) embedded in a sand matrix abundant near the fault plan and absent far, 4- andesites and its piroclastes, 5- fault shear zone, 6- recent colluviums.

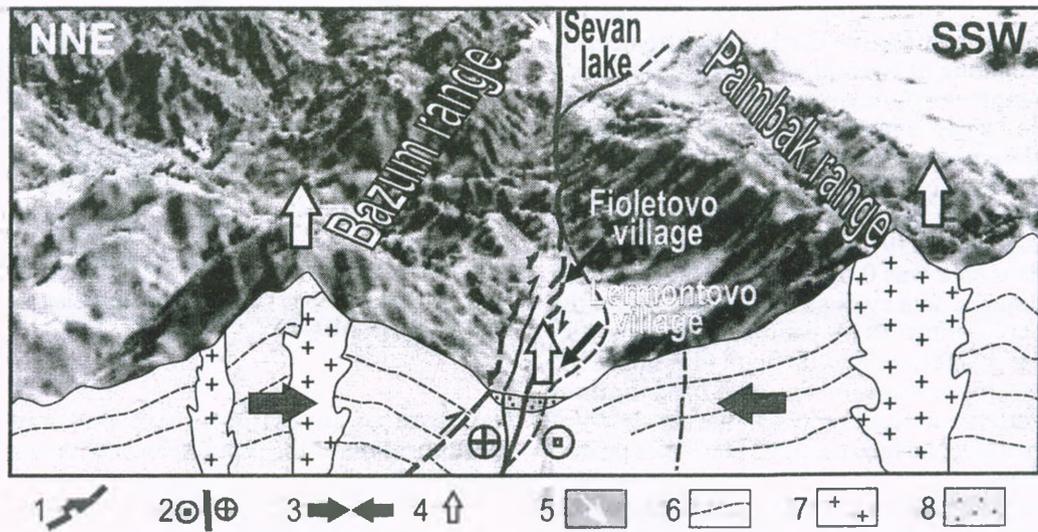


Figure 9: Schematic cross sections through Tandzut river upstream area (near the Lermontovo village). 1- Reverse fault (with unclear activity), 2- active dextral strike-slip fault, 3- Compression axes, 4- local uplift, 5- arrows indicating fault zone, 6- Upper Cretaceous and Paleogene formations, 7- intrusive rocks, 8- Quaternary formation.

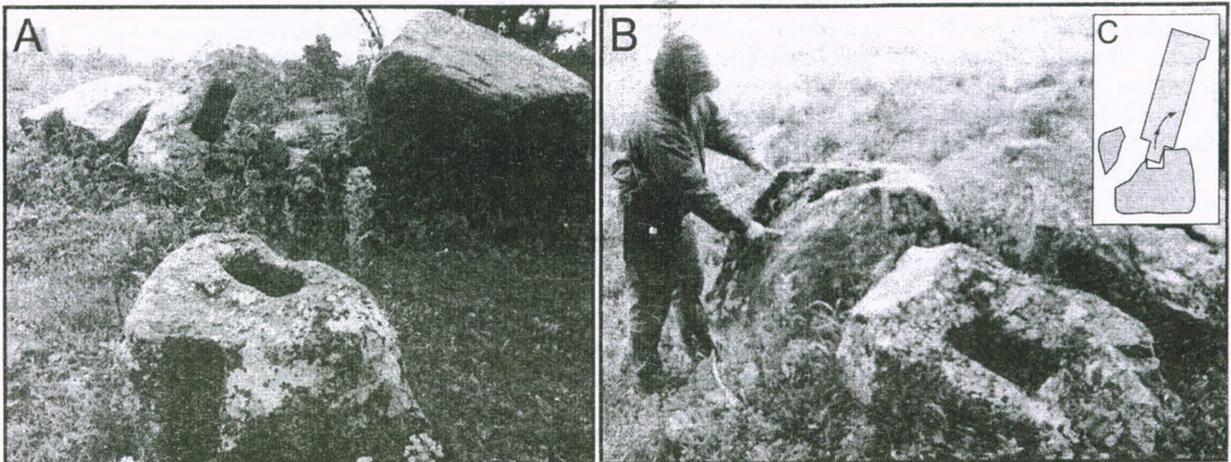


Figure 10: The pedestals of the overbalanced khatchkars (A, B). The explicative sketch (C) shows the mode of deformation.

According to Avetik chronicle (Hakobyan, 1956) a disaster occurred in the Gharakilisa (former Vanadzor) on August 18, 1713. It is not clear if this is due to earthquake; here it is interesting that the last burial in the abandoned village of the Mets Bager occurred in the 16th - 17th centuries. An abandon can be supposed just after disaster.

This probable event is not recorded clearly in history. To assess the magnitude of the event it would be necessary to know the acceleration to make take of khatchkars and to overbalance pedestals. Anyway MSK intensity would be near to IX.

We have not information about the location of the epicenter, but already in the macroseismic level the destruction in Mets Baker clearly shows the danger for Vandzor city situated in the depression.

Conclusion

Active faults which limit and cross (figure 11) the Vanadzor depression area present evidence of high hazard level.

According to the effective Earthquake Engineering Code of the Republic of Armenia (2006) the area has a deterministic estimate of maximum PGA value of 0.4 g. The new code has an advantage because it considers the fault as a seismic zone and allows multiplying the value with 1.2, thus we will have acceleration of 0.48 (it is a law in force). On the other hand in 1999 (Seismic Hazard Assessment, 1999) the estimated acceleration for the Vanadzor area was 0.6g. Avagyan (2001) based on paleo-earthquake data evaluated $PGA > 0.58g$ for the same area. These entire PGA estimates become secondary because in one hand it is difficult to estimate the PGA in fault nearby area and on the other hand the most important hazard for our case represent the capability of the fault to generate a surface rupture. The last is proven by obtained data.

The elapsed time (time after the last strong earthquakes) on the Arpi-Vanadzor and Vanadzor-Artanish segments is near to the respective estimate of earthquake recurrence interval (Avagyan, 2001; Karakhanyan et al., 2004), which means that the strain accumulation approach to critical level !

There are multitude city as San-Francisco, Wellington (USA), Izmit (Turkey), Tabriz (Iran) etc. situated in the active fault zone. It's a problem of low level of knowledge at the time of city foundation. Although there are solutions to minimize the risk level: the maximum permissible hazard level estimation must be equivalent to the real hazard, which is not a case in urbanization planning for Vanadzor area with total population of about 183,000. The fault trace must be considered as non constructible zone and respective architectural solution must be found (garden construction for example).

Risk level is high taking into account the seismic potential, interrelated natural (landslides, rock falls, liquefaction and subsidence), technologic or anthropogenic hazards (related to large chemical plant, synthetic fiber factory and thermal power plant) in the densely populated area. The well understanding of the hazard characteristics of faults is the first and important stage to prevent related risk.

The obtained data concerning fault activity as a main triggering factor show the importance of the con-

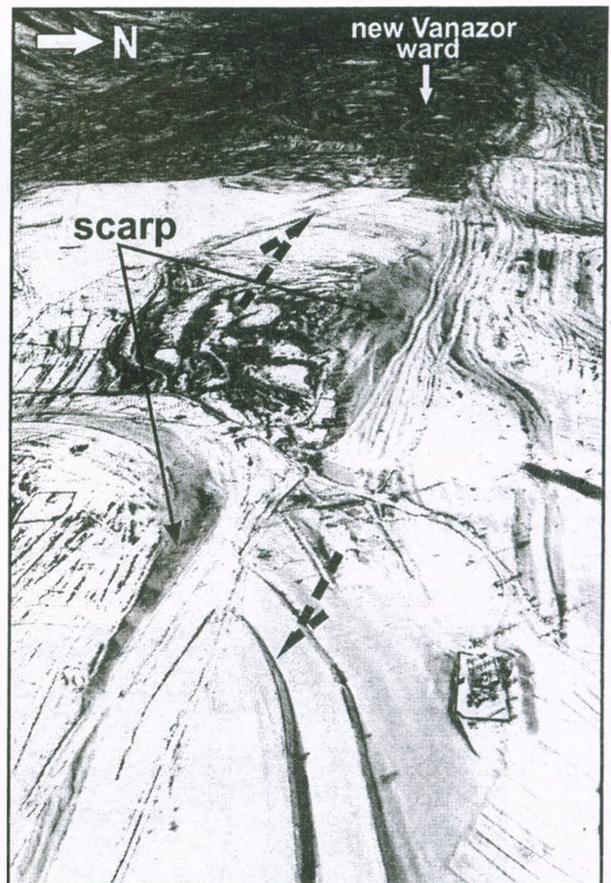


Figure 11. Fault scarp in the Vanadzor depression and the new city ward on its uplifted block.

tinuation of investigation in one hand and the sensibilization of the republican and local authority on the other hand.

Acknowledgements

The author is grateful to Dr. A. Karakhanyan, Dr. R.Jrbashyan, Dr. H.Philip and A. Mnatsakanyan for their help and implementation of this work.

References

- Avagyan, A., Estimation of slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes on the fault system of Pambak-Sevan-Sunik (Armenia): segmentation and relation with volcanic activity. PhD Thesis, Montpellier II University, France, 2001, p. 238.
- Avagyan A., Sosson M., Philip H., Karakhanyan A., Rolland Y., Melkonyan R., Rebai S., Davtyan V., Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodinamica Acta*, vol. 18/6, 2005, pp.401-416.
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanyan, A., Philip, H., Rolland, Y., Melkonyan, R., and Davtyan, Y. Recent / stress-field evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions, In " / Geol. Soc. of London, Special Volume. / "Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform", /M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko/, eds./, 2009, accepted.
- Bagdasaryan G.P. and Jrbashyan R.T., Geologic and petrographic map of the Sevan-Shirak sinklinorium, In. *Geology of Armenian SSR, volume IV, Petrography of the volcanic rock. Izd. NAS ASSR, 1970, p.709, (in Russian).*
- Davtyan V., Active faults of Armenia: slip rate estimation by GPS,

paleoseismological and morpho-structural data. PhD Thesis, Montpellier II University, France, 2007, p. 244.

Etchecopar A., Vasseur G., and Daignieres M., An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3 (1981) 51-65.

Galagyan S. Travel in Grate Armenia, volume B. Tiphis, 1858, p. 105. (in Armenian).

Hakobyan V., Short chronicles, XIII-XVII centuries, V. 2, Erevan, 1956, p. 523.

Hakobyan T., Melik-Bakhshyan S., Barseghyan H., Dictionary of locality name of the Armenia and adjacent region, V. 5, Erevan, 2001, p. 226.

Karakhanian, A.S., Djrbashyan, R.T., Trifonov, V.G., Philip, H., Ritz, J.F., Active faults and strong earthquakes of the Armenian Upland. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, 1997, pp. 181-187.

Karakhanian, A., Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., Avagian, A., Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113 (1-2), 2002, pp. 319-344.

Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Philip H., Avagyan A., Hessami K., Jamali F., Bayraktutan S.M., Bagdassarian H., Arakelian S., and Davtian V., Active Faulting and Natural Hazards in Armenia, Eastern Turkey and North-western Iran. *Tectonophysics*, 380, 2004. pp. 189-219.

Mesropyan N., Kirovakan, Erevan, 1984. p.65 (in Armenian).

Milanovski E.E., Neotectonics of the Caucasus, Nedra, Moscow, 1968, p.484 (in Russian).

Mkrtychyan K.A., About characteristic of the post Vurme tectonic

movement in the Pambak river basin. In: *Quation of geology and hydrogeology of the Armenian SSR*. Erevan, Izd. AS Arm. SSR. 1956, pp. 65-73, (in Russian).

Philip, H., Avagyan, A., Karakhanian, A., Ritz, J.-F., Rebai, S., Slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik fault (Armenia). *Tectonophysics* 343 (3-4), 2001, pp. 205-232.

Sosson, M., Rolland, Y., Muller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Adamia, S., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan*, G., Mosar, J. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In " / *Geol. Soc. of London, Special Volume. // "Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform", /M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko/, eds./, 2009, accepted.*

Sayadyan Y.V., The newest Geological history of Armenia. Erevan, Izd. "Gotutiun" NAS RA, P. 2009, p.356, (in Russian).

Seismic Hazard Assessment for the Areas of Vanadzor Chemical Plant CJSC and Vanadzor TPP SCJSC, NSSP Report, Yerevan, 1999, p. 87.

Tchalenko J., Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1970, pp. 1625-40.

Trifonov, V.G., Karakhanian, A.S., Kozburin, A.I., The Spitak earthquake as a manifestation of active tectonics. *Geotectonika* 6, 1990, pp. 46-60 (in Russian).

Wells D.L. and Coppersmith K.H. 1994. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974-1002.

Reviewer A.S. Karakhanian

ԱԿՏԻՎ ԽՉՎԱՆՔՆԵՐԸ ԵՎ ԴՐԱՆՑ ՀԵՏ ԿԱՊՎԱԾ ՍԵՅՍՄԻԿ ՎՏԱՆԳԸ ՎԱՆԱԶՈՐԻ ԻՉՈՒՅԹՈՒՄ

Ա.Վ. Ավագյան

Ամփոփում

Վանաձորի շրջանում Փամբակ-Սևան-Սյունիք ակտիվ խզվածքի երկու սեգմենտները (Արփի-Վանաձոր և Վանաձոր-Արտանիշ) վերադրվում են ձևավորելով մոտավորապես 3կմ լայնքով և 16կմ երկարությամբ նշածև իջույթ: Նրա արևմտյան մասը զբաղեցնում է Հայաստանի Հանրապետության երրորդ քաղաք՝ Վանաձորը: Իջույթի տարածքում խզումը ճյուղավորվում է սեգմենտների, որոնք ունեն տարբեր ակտիվության աստիճան: Ընդհանուր առմամբ նրանք ներկայացնում են բարձր սեյսմիկ վտանգ և դրա հետ կապված ռիսկ: Ռիսկի կանխարգելման առաջին և կարևոր փուլը դա ակտիվ խզվածքների վտանգավորության բնութագրիչների ուսումնասիրությունն ու գնահատումն է:

Կարևոր է առավելագույն բույլատրելի վտանգի և իրական վտանգի համարժեքությունը, որը չի համապատասխանում Վանաձոր քաղաքի ուրբանիզացման պլանի հետ: Բնականաբար վտանգի մասին գիտելիքները զարգանում են և այն նույն մակարդակին չէ եղել Վանաձոր քաղաքի կայացման ժամանակ: Ժամանակակից տվյալները պետք է հաշվի առնվեն քաղաքի նոր պլանավորման ժամանակ: Ռիսկի աստիճանը բարձր է, հաշվի առնելով խիտ բնակեցված տարածքում սեյսմիկ պոտենցիալը, տեխնոլոգիական և անտրոպոգեն վտանգների հետ նրա փոխկապվածությունը:

Վանաձորի իջույթի շրջանում իրականացված պալեոսեյսմալոգիական աշխատանքները վեր հանեցին բազմաթիվ նեոտեկտոնական դեֆորմացիաներ ներկայացված պալեոտոպոգրաֆիայի տեղաշարժերով (հորիզոնական ուղղությամբ հասնում է մոտ 1.8կմ -ի)՝ ձևավորելով ձևատեկտոնական հորինվածքներ (սկարպեր, մերձ խզումային թմբեր և իջույթներ, տեղաշարժված և լքված հովիտներ և այլն): Երկրաբանական ֆորմացիաների ուսումնասիրությունը տարբեր մերկացումներում ցույց տվեցին ժամանակակից (Վերին Պլեյստոցեն-Հոլոցեն հասակի) ակտիվացումներ, ընդ որում իջույթի սահմաններում:

Հայտնի չեն գործիքային և պատմական ուժեղ երկրաշարժեր, որոնց էպիկենտրոնները լինեն ուսումնասիրվող տարածքում: Դա մասամբ բացատրվում է ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության ինտերվալի մեծությամբ: Ուժեղ երկրաշարժերից ավերված գյուղերի և

հուշարձանների մասին վկայությունները մասամբ կապված են 1828 թվականի (էպիկենտրոնը գտնվում է մոտ 18կմ ավելի հարավ) և հնարավոր անհայտ երկրաշարժների հետ: Նախնական հնաստյանալոգիական ուսումնասիրությունները Վերին Բակերում, որը գտնվում է իջույթի հյուսիս արևելյան սահմանի մոտ, ցույց տվեցին ավերվածությունների հնարավոր սեյսմիկ բնույթը: Այդ իրադարձության (համապատասխանում է մոտավորապես IX ինտենսիվությանը) էպիկենտրոնը հայտնի չէ, սակայն արդեն այդ փաստը վկայում է հարևան քաղաքին սպառնող ռիսկի բարձր մակարդակի մասին:

Ստացված պալեոստյանալոգիական տվյալները ցույց տվեցին մեկ ուժեղ պալեո-երկրաշարժ ($M_w \geq 7.2$), որի էպիկենտրոնային շրջանը ներառում է առնվազն Վանաձորի իջույթի մի մասը: Երկու սեզմոնների միացման տարածքում նման ուժի երկրաշարժը ցույց է տալիս, որ սեյսմիկ մակերեսային խզվածքը տարածվել է երկու սեզմոններով և Վանաձորի իջույթը չի հանդիսացել խոչընդոտ: Ստացված տվյալները ապացուցում են սեյսմածին մակերեսային խզվածքավորման հնարավորությունը իջույթի տարածքում, որը երկրորդական է դարձնում գրունտների առավելագույն արագացումների հաշվարկումը հնարավոր խզման սկարպի երկայնքով. քանի որ խզման գիծը համարվում է կառուցապատման համար ոչ պիտանի տարածք:

Աշխարհում Վանաձորը միակ քաղաքը չէ, որը գտնվում է խզման զոնայում: Օրինակ՝ Սան-Ֆրանցիսկոն, Վելինգտոնը ԱՄՆ-ում, Իզմիտը Թուրքիայում, Թավրիզը Իրանում այդպիսի քաղաքներ են: Գոյություն ունեն գանազան ճարտարապետական լուծումներ արդեն կառուցված քաղաքում ռիսկի նվազեցման համար, որը ճարտարապետների խնդիրն է:

Ստացված արդյունքները ցույց են տալիս ուսումնասիրությունների շարունակականության, հանրապետական և տեղական իշխանությունների ուշադրության անհրաժեշտությունը:

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ В ВАНАДЗОРСКОЙ ДЕПРЕССИИ

А.В. Авагян

Резюме

В районе Ванадзорской впадины два сегмента Памбак-Севан-Сюникского активного разлома (Арпи-Ванадзорский и Ванадзор-Артанишский) накладываются друг на друга, формируя миндалевидную впадину шириной около 3км и длиной 16км. На западе этой впадины находится третий по величине город Армении – Ванадзор. Активные разломы в пределах впадины отвечают на различные сегменты с разными степенями активности. В целом они представляют высокий уровень опасности и риска. Изучение характеристики опасности этих разломов является первой и важной стадией снижения риска. Другим важным аспектом является эквивалентность максимально допускаемой опасности уровню реальной опасности. Естественно, познание опасности развивается со временем, и оно не было на одном и том же уровне при становлении города Ванадзора. Современные данные должны быть учтены при составлении новой планировки развития города. Уровень риска высокий, принимая во внимание установленный сейсмический потенциал вкпе с технологическими и антропогенными опасностями в плотно населенной области. Палеосейсмологические исследования в районе Ванадзорской депрессии и прилегающих участков показали многочисленные неотектонические деформации, представленные смещениями в палеопографии (горизонтально достигшие 1.8км) и образованием морфотектонических форм (скарпы, приразломные гребни и впадины, смещенные и мертвые долины, пулапарт бассейны и т.д.). Исследование геологических формаций на различных обнажениях показало современную (верхний плейстоцен - голоцен) активизацию в границах самой депрессии. Для исследуемого района неизвестны сильные инструментальные и исторические события с эпицентром в районе депрессии. Это отчасти объясняется значительным интервалом повторяемости сильных событий. Свидетельства о разрушении сел, церквей и других памятников отчасти связаны с землетрясением 1828г. (с эпицентром около 18км южнее депрессии), а в основном неизвестны. Предварительные археосейсмологические исследования показали возможность сейсмического разрушения памятников местности Верин Бакер, находящейся на границе депрессии. Эпицентр этого возможного землетрясения не известен, но уже сам факт разрушений (соответствующих примерно IX-балльной интенсивности) наглядно показывает степень опасности для соседнего города. Получены данные об одном сейсмическом палео-событии с $M_w \geq 7.2$ с эпицентральной зоной,

включающей как минимум часть депрессии. Такое событие на стыке двух сегментов указывает, что Ванадзорская депрессия не была барьером для распространения сейсмического разрыва с одного сегмента на другой. Таким образом была доказана возможность поверхностного разрыва в пределах депрессии, в результате чего становится второстепенным расчет акселераций грунта вдоль возможного сейсмического разрыва, так как в градостроительном аспекте линии разломов являются непригодными для строительства.

Ванадзор далеко не единственный город, находящийся в зоне активного разлома (Сан-Франциско, Веллингтон в США, Измит в Турции, Табриз в Иране и т.д.). Существуют различные архитектурные решения для снижения риска в уже построенных городах, и это задача для архитекторов.

Представленные данные по активности разлома свидетельствуют о важности продолжения исследований и привлечения внимания к этой проблеме со стороны местных и центральных государственных органов.

СТРУКТУРА ПОЛЕЙ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕДИ И МОЛИБДЕНА АГАРАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2009г. А. М. Манандян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: hayuhin@yahoo.com
Поступила в редакцию 26.03.2009г.

В статье рассматриваются методы и результаты изучения рудного поля Агаракского месторождения на основе построения и анализа цифровых моделей поверхностей концентраций меди и молибдена. Выявлены закономерности распределения меди и молибдена в плане и на глубину, особенности совместного пространственного и статистического распределения элементов, а также приуроченности обогащенных участков к определенным структурам.

Целью работы является выявление особенностей структуры полей концентраций меди и молибдена Агаракского месторождения Армении.

Для достижения поставленной цели решены следующие задачи:

- выявление статистических и пространственных закономерностей распределения меди и молибдена в пределах месторождения;
- анализ изменчивости оруденения;
- анализ связи оруденения с геолого-структурным строением рудного поля;
- изучение особенностей совместного статистического и пространственного распределения меди и молибдена, включая вопрос об изменении концентраций меди и молибдена на глубину.

Изучение Агаракского медно-молибденового месторождения имеет почти 80-летнюю историю. За это время месторождение изучалось многими исследователями – Н.А. Фокиным (1948), С.С. Мкртчяном (1958), В.Г. Грушевым, К.А. Карамяном (Карамян и др., 1974), Г.Г. Шехяном, С.В. Мартиросяном, Г.А. Мкртчяном (Мартиросян, Мкртчян, 1974), Г.О. Пиджяном (1975) Э.А. Джангирином, Р.Н. Таяном (Таян, 1998; Таян и др., 1988) и другими.

Геологоразведочные работы были начаты в 1929г., а в 1963г. уже началась разработка верхних горизонтов. Благодаря этому накопился огромный фактический материал, который использован для решения поставленных задач.

В исследовании использованы планы эксплуатационного опробования 14-и горизонтов (данные химического анализа более 23,7 тыс. проб, проведенного в лаборатории Агаракского комбината, любезно предоставленные геологической службой Агаракского комбината и кандидатом геол.-мин. наук Р.Н. Таяном), геолого-петрографическая и тектоническая карты рудного поля. Также использованы материалы ГЗАО «Геоэкономика» по подсчету запасов Агаракского медно-молибденового месторождения по состоянию на 01.10.2005г.

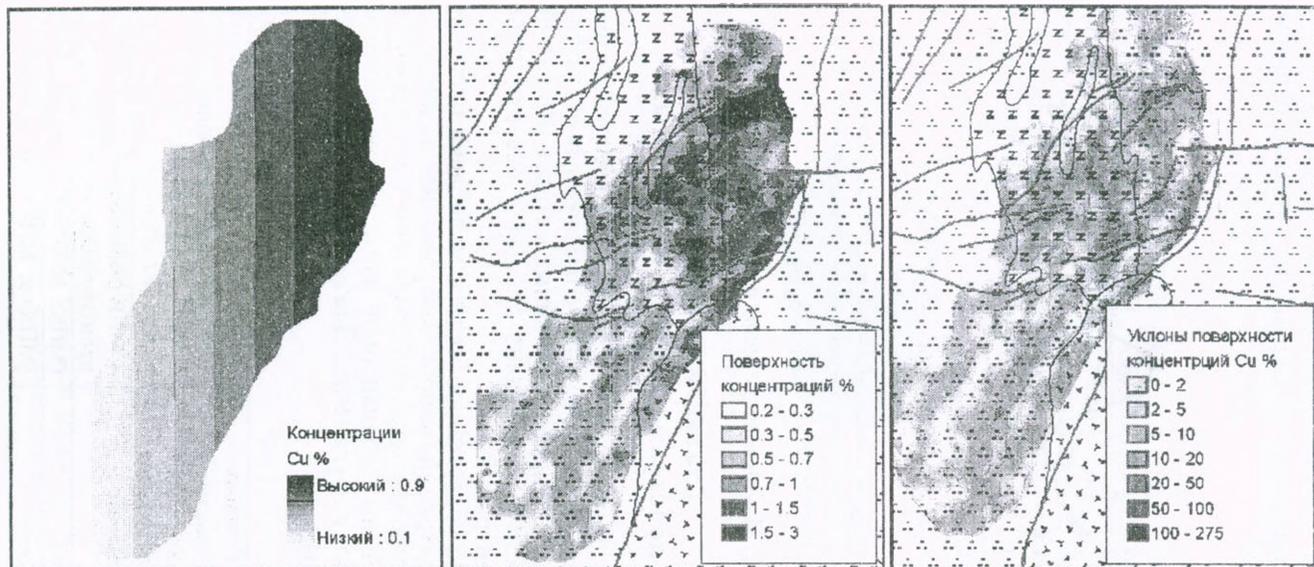
Агаракское медно-молибденовое месторождение расположено на крайнем юге Зангезур-

ской структурно-металлогенической зоны, в пределах Мегринского плутона (Таян и др., 2007). Структурная позиция месторождения определяется приуроченностью к близмеридионально ориентированной Мегри-Тейской грабен-структуре шириной 4,5-5км, сформировавшейся висячем боку регионального Таштунского (Дебаклинского) разлома (Таян, 1998). Рудное поле охватывает более 18км² площади, вытянуто в меридиональном направлении около 7км, шириной 2-3 км. Рудное поле ограничивается основными рудоконтролирующими структурами – на западе Дебаклинским, а на востоке – Спетринским разломами субмеридионального направления. В рудном поле широко развиты также тектонические нарушения широтного простирания второго порядка.

В качестве основного метода исследования закономерностей пространственного распределения меди и молибдена использованы построение и анализ поверхностей концентраций в среде ArcGIS.

Сравнительный анализ методов изучения геохимического поля по данным опробования (дискретные данные) и по данным непрерывных поверхностей концентраций, аппроксимированных по дискретным данным, показал, что при использовании дискретных данных степень обогащенности изучаемых элементов оценивается ниже, а показатель изменчивости – выше. Поскольку метод поверхностей концентраций использует топологические соотношения концентраций элементов, учитывающих взаимное пространственное расположение концентраций, мы считаем, что данный метод более достоверный.

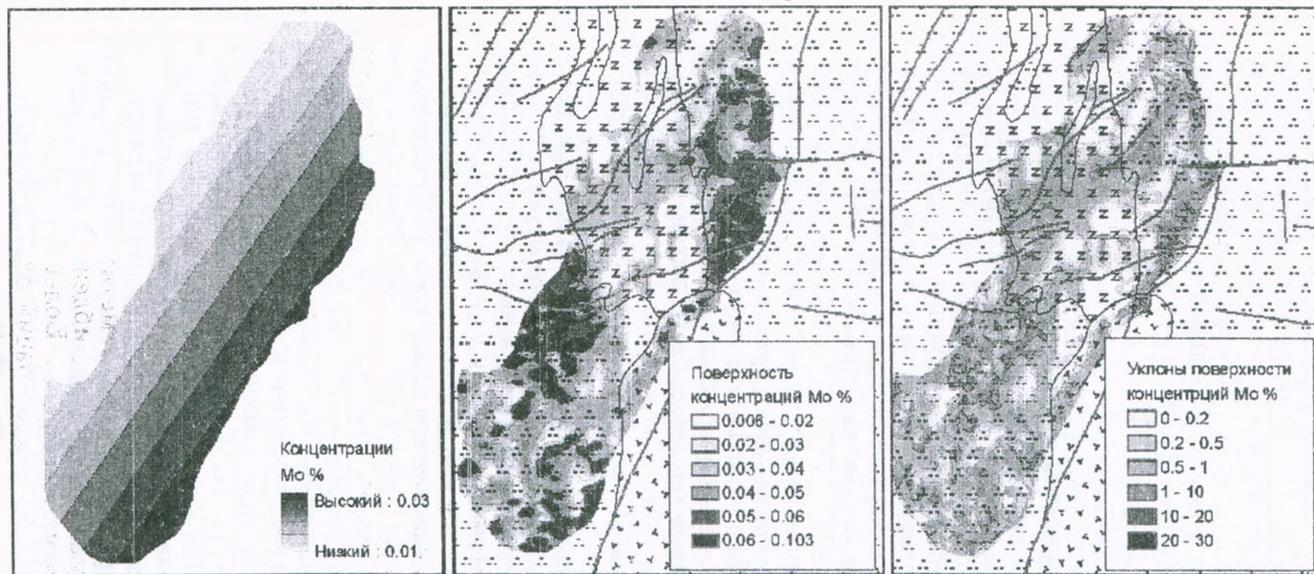
Построение и анализ поверхностей концентраций дают возможность выявить общие тенденции пространственного распределения меди и молибдена, а также локализовать обогащенные участки. В результате изучены закономерности распределения элементов в плане и на глубину, взаимное пространственное распределение элементов, а также приуроченности обогащенных участков к определенным структурам и петрографическим образованиям, определяющим формирование данного типа оруденения.



а) Поверхность тренда концентраций меди первого порядка.

б) Поверхность концентраций меди.

в) Поверхность уклонов концентраций меди.



г) Поверхность тренда содержаний молибдена первого порядка

д) Поверхность концентраций молибдена.

е) Поверхность уклонов концентраций молибдена.

Условные обозначения

- Нижний-средний миоцен.
- Континентально-озерные отложения
- Верхний эоцен.
- Лейкокраповые порфировидные гранодиориты
- Верхний эоцен.
- Граносиениты
- Разрывные нарушения



Рис. 1. Поверхности концентраций меди и молибдена на горизонте 1135.

В качестве основного критерия пространственной изменчивости оруденения использованы значения уклонов поверхностей концентраций. Высокие значения уклонов свидетельствуют о высокой изменчивости и, наоборот, участки с низкими значениями уклонов интерпретируются как области с относительно равномерным распределением изучаемого признака.

Общие пространственные тенденции

На всех горизонтах поверхности тренда первого порядка концентраций меди обнаруживают общую тенденцию возрастания концентраций в сторону Спетринского глубинного разлома. На верхних и нижних горизонтах концентрации молибдена имеют тенденцию возрастания в сторону Спетринского глубинного разлома, а на средних горизонтах - обратное направление.

Таким образом наблюдаются как сходство, так и различие тренда содержаний меди и молибдена.

Структуры полей концентраций

Для выявления особенностей структуры полей концентраций построены поверхности концентраций меди и молибдена. Высокие содержания молибдена приурочены к второстепенным разрывным нарушениям, в основном широтного простирания при падении 80-85°. На верхних горизонтах низкие содержания молибдена преимущественно приурочены к контуру лейкократовых порфиroidных гранодиоритов (рис.1).

В северо-восточной части верхних горизонтов по серии оперяющих трещин выделяются обогащенные зоны молибдена вытянутой формы, расположенные в межразрывных участках субмеридионального направления, перпендикулярно к ним.

Слабообогатенные участки меди приурочены к крутопадающим разрывным нарушениям широтного направления, а высокие содержания - к субмеридиональному Спетринскому глубинному разлому или второстепенным субмеридиональным нарушениям с падением 50-65°. Высокие содержания главным образом расположены в межразрывных участках и формируют зоны вытянутой формы как по направлению разрывных нарушений (с юго-запада на северо-восток), так и перпендикулярно к ним (юго-восток - северо-запад, по оперяющим трещинам). Обогащенные участки по оперяющим трещинам характеризуются как меньшими размерами в плане, так и сравнительно низкой интенсивностью.

Обобщая результаты анализа поверхностей концентраций, можно отметить, что высокие концентрации меди и молибдена в пространстве в основном разобщены. Более того, зачастую зоны высоких концентраций одного элемента в пространстве совпадают с низкими концентрациями другого.

Пространственная изменчивость оруденения

Геохимическое поле месторождения характеризуется неоднородным строением. В пределах месторождения выделяются отдельные зоны, характеризующиеся высокими значениями уклонов поверхностей концентраций меди и молибдена.

Сравнительно высокие значения уклонов поверхностей концентраций элементов фиксируют разрывные нарушения и совпадают в пространстве с высокими содержаниями меди и молибдена. Величина изменчивостей меди и молибдена на нижних и верхних горизонтах близки, на средних горизонтах изменчивость молибдена значительно возрастает, а меди - наоборот уменьшается. В то же время на этих горизонтах значения изменчивостей варьируют сходным образом (рис. 2).



Рис. 2. Изменчивости меди и молибдена на глубину

Статистический анализ пространственных переменных

Сделана попытка анализа структуры полей концентраций с помощью совмещенных статистических и геоинформационных методов. Проведен статистический анализ площадей поверхностей концентраций.

По содержанию меди и молибдена площади концентраций, аппроксимированные по дискретным данным, условно разделены на следующие интервалы: забалансовые руды, убогое, рядовое и богатое оруденение. Значения интервалов приведены в табл 1.

Таблица 1

Условное обозначение интервалов оруденения	Значение содержаний элементов
Забалансовое	< МПК (минимально промышленная концентрация)
Убогое	(МПК; МПК+σ)
Рядовое	(МПК+σ; МПК+3σ)
Богатое	> МПК+3σ

Вычислены площади с определенными содержаниями меди и молибдена (выраженные в процентах от общей площади опробования) для всех горизонтов.

По данным 14 горизонтов, примерно 23,9% площади опробования характеризуются забалансовым орудением меди, 50,6% – убогим, 20,8% – рядовым, 4,7% площади составляют богатые руды (рис. 3).

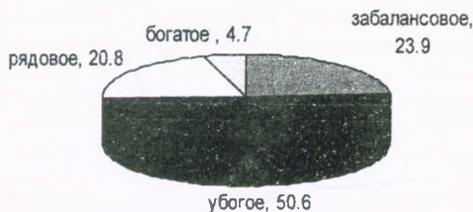


Рис. 3. Процентное соотношение площадей по степени орудения Cu.

Распределение молибдена несколько отличается: забалансовые руды молибдена в среднем составляют 14,4% общей площади опробования, убогое орудение – 47,6%, рядовое – 34,9% и богатые руды составляют 3,1% площади опробования (рис. 4).

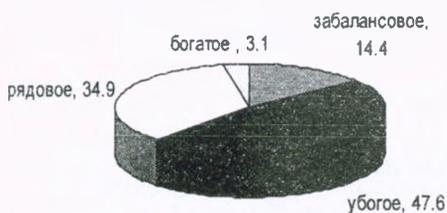


Рис. 4. Процентное соотношение площадей по степени орудения Mo.

Частота появления богатых и убогих руд меди и молибдена практически одинакова. Частота появления забалансовых руд молибдена ниже частот появления забалансовых руд меди и, наоборот, частота появления рядовых руд молибдена выше частот появления рядовых руд меди.

Для выявления особенностей совместного распределения меди и молибдена построены биеlementные поверхности концентраций и трехмерные гистограммы, представляющие частоту встречаемости комбинаций содержаний двух элементов.

На трехмерной гистограмме содержания обоих элементов разделены на три интервала. Первый интервал соответствует забалансовым, второй – рядовым и третий – богатым рудам.

На горизонте 1135 (рис. 5) наибольшую частоту встречаемости (41%) имеют забалансовые содержания молибдена совместно с рядовыми рудами меди. Вторую по частоте (23%) группу составляют совместно рядовые руды меди и молибдена. Далее по уменьшению частоты располагаются совместно забалансовые руды (14%), затем – забалансовые руды меди совместно с рядовыми рудами молибдена (10%) и

богатые руды меди совместно с рядовыми рудами молибдена (6%). Частота совместно богатых руд меди и молибдена составляет 0,6%.

Несмотря на то, что на месторождении 14% руд по содержанию молибдена, а 24% – по содержанию меди забалансовые, по совместному содержанию обоих элементов практически относятся к балансовым рудам.

Биеlementная поверхность концентраций выявляет пространственное размещение комбинаций содержаний элементов. Условно забалансовые руды соответствуют совместно забалансовым рудам меди и молибдена, бедные руды – совместно забалансовым и убогим рудам, рядовые – совместно забалансовым и богатым или совместно убогим рудам обоих элементов, богатые – совместно убогим и богатым рудам, весьма богатые руды – совместно высоким содержаниями.

На горизонте 1135 (рис. 5) основная часть площади опробования представлена совместно забалансовыми и убогими рудами. Совместно богатые и рядовые руды меди и молибдена формируют вытянутые в субмеридиональном направлении и вкрест им обогащенные зоны в межразрывных участках. В пределах этих зон выявляются небольшие изометричные участки, характеризующиеся совместно богатыми рудами меди и молибдена.

Особенности строения орудения по вертикали изучены посредством сравнения удельных площадных продуктивностей ореолов меди и молибдена 14 горизонтов.

В качестве критерия интенсивности орудения использованы удельные площадные продуктивности (Беус, Григорян, 1975) меди и молибдена на всех горизонтах. Ореолы элементов оконтурены по величинам минимально промышленных концентраций, а площади представлены в процентах от общей площади опробования на данном горизонте.

Удельные площадные продуктивности меди и молибдена на глубину имеют противоположную тенденцию изменения (рис. 6). Наблюдается повышенная интенсивность орудения меди на двух верхних горизонтах. Значения удельной площадной продуктивности меди проявляют тенденцию снижения на средних горизонтах и незначительное повышение – на нижних горизонтах.

Значения удельной площадной продуктивности молибдена проявляют тенденцию повышения на средних горизонтах и снижаются на нижних горизонтах.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены следующие методические результаты и выявлены закономерности строения орудения:

1. Построение и анализ поверхностей концентраций являются эффективным методом изучения структуры геохимического поля. Результаты, полученные этим методом, согласуются с данными о месторождении статистическими методами и расширяют их.

2. Наблюдается пространственная разоб-

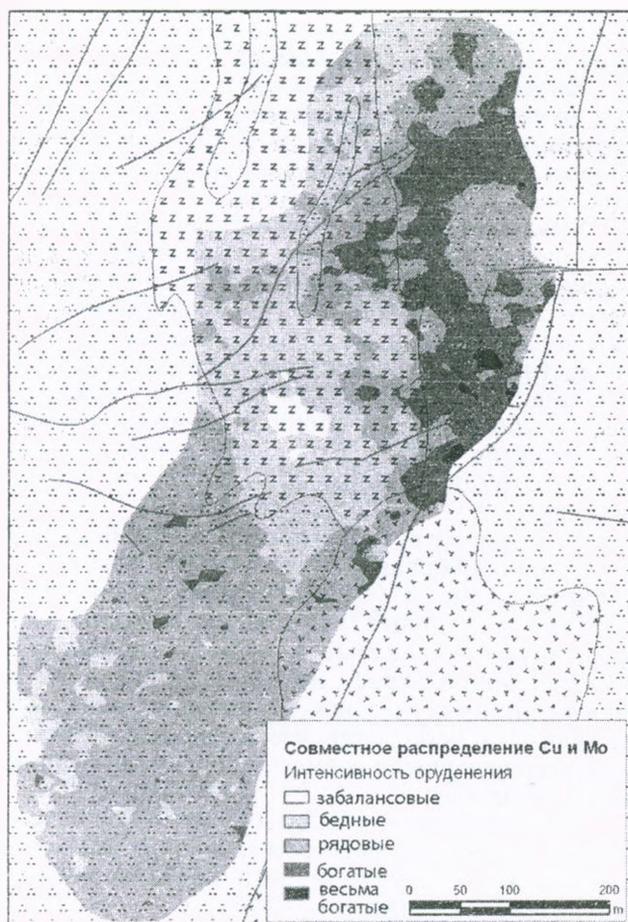


Рис. 5. Совместное распределение меди и молибдена на горизонте 1135.

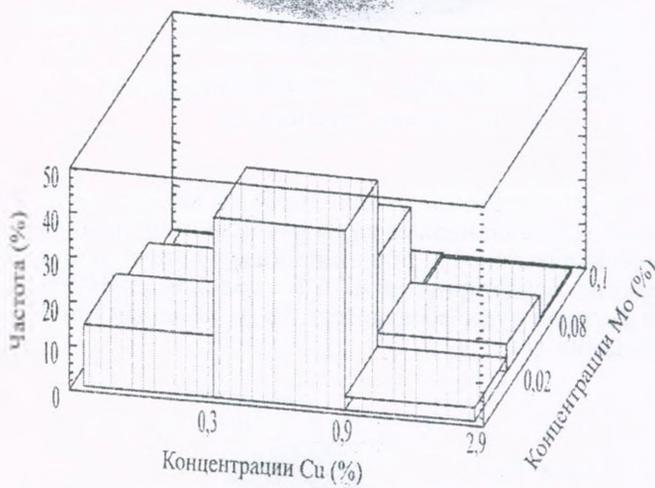


Рис. 6. Удельные площадные продуктивности Cu и Mo.

шенность высоких концентраций меди и молибдена как в плане, так и на глубину. На верхних и нижних горизонтах наблюдается общая тенденция повышения концентраций меди и молибдена в сторону Спетринского глубинного разлома, однако направления наибольшего тренда элементов различаются.

3. Высокие содержания меди главным образом приурочены к Спетринскому глубинному и

второстепенным разрывным нарушениям (падение 50-65°) субмеридионального направления. Наиболее обогащенные участки имеют вытянутую форму и главным образом расположены в межразрывных участках по серии оперяющих трещин.

4. Высокие содержания молибдена главным образом приурочены к широтным разрывным нарушениям (падение 80-85°).

5. Сравнительно высокие значения уклонов поверхностей концентраций меди и молибдена фиксируют разрывные нарушения и совпадают в пространстве с высокими содержаниями меди и молибдена. На месторождении наблюдается сравнительно высокая степень изменчивости молибдена.

6. На глубину наблюдается тенденция снижения интенсивности оруденения меди на средних горизонтах и незначительное повышение на нижних горизонтах. Интенсивность оруденения молибдена имеет тенденцию повышения на средних горизонтах и снижения на нижних.

В заключение автор выражает глубокую благодарность канд. геол.-мин. наук А. Авакяну за ценные советы и замечания при проведении исследований и подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: "Недра", 1975, 278 с.
- Карамян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.Г. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянский ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, т. XXVII, №1, с. 54-65.
- Мартirosян С.В., Мкртчян Г.А. Перспективы глубоких горизонтов Агаракского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1974, т. XXVII, №1, с. 83-88.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1958, 286 с.

- Пиджян Г.О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1975, 310 с.
- Таян Р.Н., Саркисян С.П. Морфология рудного штокверка и особенности распределения медно-молибденового оруденения Агаракского месторождения. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1988, т. XLI, №3, с. 15-22.
- Таян Р.Н., Саркисян С. П., Оганесян А. Е. Геолого-структурные условия формирования Агаракского медно-молибденового месторождения (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, т. LX, №3, с. 28-34.
- Таян Р.Н. О Центральной магмо-рудоконтролирующей зоне Зангезурского рудного района. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, т. LI, №3, с. 20-27.
- Фокин Н.А. Агаракское молибденово-медное месторождение. Изв. АН Арм.ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1948, т. I, №1, с.25-32.

Рецензент С.В.Григорян

ԱԳԱՐԱԿԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՊՂՆՉԻ ԵՎ ՄՈԼԻԲԴԵՆԻ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԴԱՇՏԵՐԻ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԸ

Հ. Մ. Մանանդյան

Ամփոփում

Հոդվածը նվիրված է երկրատեղեկատվական մեթոդներով երկրաքիմիական փոփոխականների մակերևույթների կառուցման և վերլուծության միջոցով Ագարակի հանքավայրի հանքայնացման կառուցվածքի ուսումնասիրությանը: Պարզաբանվել են պղնձի և մոլիբդենի հորիզոնական և ուղղաձիգ տեղաբաշխման օրինաչափությունները, համատեղ տարածական և փճակաբանական բաշխման առանձնահատկությունները, ինչպես նաև հարուստ տեղամասերի կապը որոշակի ստրուկտուրաների հետ:

STRUCTURE OF CONCENTRATIONS' FIELDS OF COPPER AND MOLIBDENIUM IN AGARAK MINE

H. M. Manandyan

Abstract

The paper discusses construction of surfaces of geochemical variables using Geographical Information Systems for studying mineralization structure.

Horizontal and vertical regularity of distribution, peculiarities of spatial and statistical concurrent distribution of ores, as well as relations of enhanced zones with certain structures have been revealed.

ՎԱՐՂԵՆԻՍԻ ԼԵՈՆԱՇՂԹԱՅԻ ԶՐԵՐԻ ԿԱԶՄԻ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՀԻԳՐՈՆԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐԸ

© 2009թ. Հ.Վ.Շահինյան, Տ.Լ.Հովհաննիսյան

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ
0019, Երևան, Մարշալ Բաղրամյան պող., 24ա, Հայաստանի Հանրապետություն
e-mail: hrshah@sci.am
Հանձնված է հրատարակչություն 23.04.2009թ.

Հոդվածը նվիրված է Սևանի ավազանի առավել խոշոր օրոգրաֆիական միավորի՝ Վարդենիսի լեռնաշղթայի սահմաններում ստորերկրյա և մակերևութային ջրերի կազմի ձևավորման առանձնահատկությունների պարզաբանմանը, տրվում է նրանց հիդրոերկրաֆիական դասակարգումը ըստ դասային պատկանելիության, բերվում են ժամանակի ու տարածության մեջ կազմերի փոփոխությունների համեմատական անալիզի արդյունքները:

Վարդենիսի լեռնաշղթան տեղադրված է կենտրոնական Հայաստանի արևելյան մասում և իրենից ներկայացնում է լայնակի ձգված հրաբխային լեռնազանգված: Այն ավազանի առավել խոշոր օրոգրաֆիական միավորն է, ձգվում է ավելի քան 80կմ և հարավից սահմանագծում է Սևանի իջվածքը:

Լեռնակազմական տեսանկյունից Վարդենիսի լեռնաշղթան բնութագրվում է ասիմետրիկ կառուցվածքով: Նրա հյուսիսային լանջերը համեմատաբար հարթ են, քիչ կտրտված և ջրբաժանային մարզից ալիքաձև իջնում են դեպի Սևանա լճի մերձավայել հարթությունները: Հյուսիսային լանջերի ընդհանուր ձգվածությունը ջրբաժանային մարզից մինչև ստորոտը հասնում է 15-20 կմ-ի:

Վարդենիսի լեռնաշղթայի երկրաբանական կառուցվածքում առկա են կավճի, էոցենի ու օլիգոցենի հրաբխային և հրաբխա-մետամորֆային ապարները: Վարդենիսի լեռնաշղթայի ֆիզիկա-աշխարհագրական պայմանները բավականին բարենպաստ են ստորերկրյա ջրերի սնման համար: Մթնոլորտային տեղումների մեծ քանակը (450-900մմ/տարի), ձյան հզոր ծածկույթը, որը բարձրադիր շրջաններում պահպանվում է համարյա ամբողջ տարվա ընթացքում, օդի բավականին բարձր խոնավության հետ հանդիսանում են ստորերկրյա ջրերի պաշարների լրացման կայուն գործոններ:

Վարդենիսի լեռնաշղթայի ստորերկրյա ջրերի պաշարների մոտ 90%-ը կապված է լավային առաջացումների հետ, սակայն նրանք ունեն անհավասարաչափ տարածական տեղաբաշխվածություն և մեծ մասամբ հակված են դեպի լավաների տակ թաղված հին գետային ցանցերը:

Վարդենիսի լեռնաշղթան ունի ամենամշտականալի դերը լճի սնման գործում: Երկար պահպանվող և դանդաղ հալող ձնածածկույթը նպաստում է ավազանի կանոնավոր սնմանը ինչպես մակերևութային, այնպես էլ ստորերկրյա հոսքերով: Լեռնաշղթայի տեղադրման մորֆոլոգիան պայմանավորում է նաև դեպի լճն ուղղված հոսքի ծավալի գերակշռմանը դեպի հարավ ուղղված հոսքի ծավալի նկատմամբ:

Ինչպես մակերևութային, այնպես էլ ստորերկրյա հոսքերի ձևավորման գործում մեծ դեր ունի լեռնաշղթայի ռելիեֆը: Լեռնաշղթայի ռելիեֆում առանձնացվում են հետևյալ ենթաշրջանները (Геология ..., 1974).

1. Կենտրոնական մերձգագաթային ենթաշրջան, 2. Հյուսիսային լանջեր, 3. Արգիչի իջվածք, 4. Արմաղան հրաբխային զանգված:

1.Կենտրոնական մերձգագաթային ենթաշրջանը զբաղեցնում է լեռնաշղթայի առավել բարձրադիր առանցքային մասը: Նրա 3 գլխավոր լեռնաճյուղերի սահմաններում, որոնք իջնում են դեպի Մարտունի, Ծովինար գյուղերի և Վարդենիս քաղաքի հյուսիսային մասերը, ռելիեֆն էռոզիոն-դենուդացիոն է:

Հարթավայրերի բարձրադիր մասերում առկա են սառցադաշտային կառեր և կրկեսներ:

Լեռնաշղթայի ամենաարևելյան մասում ռադիալ հատվում են մի քանի անդեզիտաբազալտային լավաների հոսքեր, որոնցից 2 առավել երկարները հասնում են Սևանա լճ և Մասրիկի հարթավայր: Այդ հոսքերը ստորերկրյա ջրերի ձևավորման առաջին, ամենավերին տեղամասերն են:

2. Հյուսիսային լանջերի ամբողջ երկայնքով, Սևանա լճից 900-1000մ, 450-470մ, 340-400մ, 260-300մ բացարձակ բարձրությունների վրա, նկատելի են տերրասների և դենուդացիոն մակերևույթների մնացորդային հետքեր, որոնցից ամենախոշորը, մի քանի կմ տարածքով, գտնվում է Մարտունի քաղաքից դեպի հարավ-արևելք: Հյուսիսային լանջերի ռելիեֆում կարևոր նշանակություն ունեն երիտասարդ անդեզիտաբազալտային լավաները, որոնք խորը կտրված են հաջորդող էռոզիայով: Սրանք հանդիսանում են ջրերի տրանզիտի և մասամբ՝ բեռնաթափման հիմնական տեղամասերից մեկը:

Սևանի և Վարդենիսի լեռնաշղթաների միջև տեղադրված է Մասրիկի լճային ալյուվիալ-պրոլյուվիալային հարթավայրը: Նրա կենտրոնական մասն իրենից ներկայացնում է բացարձակ հարթ, դեպի լճի կողմը թույլ թեքված ժամանակակից ակունդային մակերևույթ: Հյուսիս-արևելքում ալյուվիալ-ճահճային հարթավայրն անցնում է թեք պրոլյուվիալ հարթավայրի: Այստեղ հիմնական հիդրոգրաֆիական միավորները Սոթք և Մասրիկ գետերն են՝ իրենց մի քանի վտակներով: Դրանք դրենացնում են տեղամասի մակերևութային հոսքերի հիմնական մասը:

3. Արգիչի գետի վերին հոսանքները ձևավորում են լայնածավալ մի իջվածք՝ Արգիչի իջվածքը, որը ձգվում է հարավ-արևմուտքից դեպի հյուսիս: Հարավից նրան սահմանափակում է Գնդասար լեռը (2947մ)* կազմված միոպլիո-

ցենյան լավաներից և պիրոկլաստներից: Արևմուտքից և արևելքից դեպի իջվածքի առանցքային մասն են իջնում հարթ լանջերը՝ կազմված ստորին չորրորդականի անդեզիտաբազալտային լավային հոսքերից, որոնց տակ մերկանում են միոպլիոցենյան և ավելի հին նստվածքներ, իսկ հարավից իջվածքը սահմանափակում են վերին պլիոցենյան և հոլոցենյան լավային ծածկոցները:

4. Արմաղան հրաբխային զանգվածը (2829.1Մ) իրենից ներկայացնում է հոլոցենյան անդեզիտային լավային հոսքերից բաղկացած հարթ-ուռուցիկ վահան՝ եզրագծված հզոր, մինչև 400 մ բարձրությամբ խարամա-լավային կոնոլ, որի գագաթամերձ մասում, մինչև 200մ տրամագծով և 20մ խորությամբ խառնարանային խորացումն է՝ այնտեղ տեղադրված լճով:

Ինչպես մակերևութային, այնպես էլ ստորերկրյա ջրերի սնման մարզերը լեռնաշղթայի մերձգագաթային մասերն են: Այստեղ էլ հիմնական դերը պատկանում է մթնոլորտային տեղումների և կոնդենսացիոն ջրերին: Չնածածկույթի դանդաղ և երկար հալոցքը նպաստում է հոսքերի կայուն և տևական սնմանը: Ջրերի մի մասն անցնում է խորք ծեղքավոր անդեզիտաբազալտներով՝ տեղ-տեղ ծածկված չինգիլներով: Ըստ հաշվարկների (Կաիկյան Հ. և ուր.), մթնոլորտային տեղումների մոտ 60 տոկոսը անցնում է ստորերկրյա հոսքի: Իսկ մակերևութային հոսքը հյուսիսային լանջերին զգալիորեն գերակշռում է հարավայինի նկատմամբ, ինչը պայմանավորված է լեռնաշղթայի օրոգրաֆիական դիրքով՝ հյուսիսային լանջերը ավելի քիչ են թեք, քան հարավայինները:

Մեր ուսումնասիրություններն ուղղված են եղել մակերևութային հոսքերի և խմելու քաղցրահամ ջրերի կազմերի ուսումնասիրմանը՝ նպատակ ունենալով պարզաբանել նրանց հիդրոերկրաբնիական փոխկապակցվածության աստիճանը և ջրերի կազմերի վրա անտրոպոգեն ազդեցությունների գնահատումը ժամանակի և տարածության մեջ: Այս ջրերը հիմնականում պատկանում են տեղական և ռեզիդուալ հոսքերի զոնաներին: Ընդունելով Սևանա լիճը որպես էոզիայի ռեզիդուալ բազիս, կարող ենք ասել, որ հետագույն ժամանակներում ձևավորվում և շրջապատույտ են կատարում վերին պլիոցեն-չորրորդականի անդեզիտաբազալտներում, որոնց տակ տեղ-տեղ տեղադրված են մինչև լավային ռելյեֆը կազմող ապարները և լավային հիմքի ածխացած խարամները, ստորին չորրորդական լավային ծածկոցները և հոսքերը, որոնք էլ ձևավորում են այս տեղամասի ջրերի կազմը: Դիտվում է ջրերի կազմի լավ արտահայտված զոնալականություն:

Ստորին չորրորդական լավային ծածկոցները տարածական զարգացմամբ հանդես են գալիս պլիոցենյան լավային ծածկոցների հետ:

Այս լավաներն անդեզիտա-բազալտային կազմի են և լայն հովհարաձև կերպով իջնում են դեպի Վարդենիսի լեռնաշղթայի ենթալեռների հյուսիսային գոտիները: Նրանց որոշ մասը սուզվում է Սևանա լճի նստվածքների տակ: Այս ամբողջ տարածքում դուրս են գալիս բազմաթիվ աղբյուրներ, որոնք հակված են լավային կոնտակտների: Այդ կոնտակտները շատ տեղերում

ծածկված են դելյուվիի հզոր շերտով և մորեններով: Ծածկելով ստորերկրյա ջրերի բեռնաթափման մարզերը, նրանք խոչընդոտում են կոնցենտրացված ելքին, նրան մասնատում են առանձին շիթերի, որոնք սնում են մորենա-դելյուվիալային տիպի մանր աղբյուրները: Սակայն ռեժիմով նշված աղբյուրները նման չեն դելյուվիալ աղբյուրներին, քանի որ նրանց ռեժիմն անընդհատ է:

Աղբյուրների դեբիտների համեմատաբար փոքր լինելը՝ 1-2լ/րկ-ից մինչև 3-5լ/րկ, պայմանավորված է նրանք ստորին չորրորդական լավաներով կազմված սնման մարզի ոչ մեծ մակերեսով: Բացի այդ, լավային ծածկոցը խորը տրոգերով և կառերով մասնատված է առանձին սարահարթերի, ինչի արդյունքում ստորերկրյա ջրերի մի զգալի մասի բեռնաթափումը տեղի է ունենում գետերի ավազանների բարձրադիր մասերում:

Նկարագրվող տարածքի խմելու քաղցրահամ ջրերը ծառայում են որպես Վարդենիսի լեռնաշղթայի հյուսիսային կողմի բնակավայրերի ջրամատակարարման աղբյուրներ, իսկ մակերևութային հոսքերն օգտագործվում են ոռոգման նպատակներով:

Սույն հոդվածում բերվում են Սևանի հարավային ափի բնակավայրերի խմելու քաղցրահամ ջրերի և առավել նշանակալի որոշ մակերևութային հոսքերի մի քանի տարիների ուսումնասիրությունների արդյունքները: Ուսումնասիրությունները ընդմիջումներով կատարվել են 1985-87թթ., 2005 և 2007-2009թթ.:

Աղյուսակ 1-ում բերվում են ջրերի անալիտիկ հետազոտությունների ընդհանրացված արդյունքները՝ ըստ նմուշարկման վայրերի: Աղյուսակ 2-ում բերվում են ջրերի կազմերի դասային պատկանելիությունները՝ ըստ այդ հետազոտությունների արդյունքների:

Այսպես, ուսումնասիրությունների տեղամասի խմելու քաղցրահամ ջրերը հիմնականում բնութագրվում են հինգ դասերով. 1. հիդրոկարբոնատ-քլորիդային, 2. հիդրոկարբոնատային, 3. հիդրոկարբոնատ-սուլֆատ-քլորիդային, 4. հիդրոկարբոնատ-քլորիդ-սուլֆատային և 5. հիդրոկարբոնատ-նիտրատ-քլորիդային: Երրորդ և հինգերորդ դասերի ջրերը պարունակում են սուլֆատ- և նիտրատ-իոնների այնպիսի քանակություններ, որոնք այդ ջրերի օգտագործումը խմելու նպատակներով դարձնում են անցանկալի: Եվ նախկինում կատարված ուսումնասիրությունները (աղ.3), և տեղանքի երկրաբանա-հիդրոերկրաբանական կառուցվածքը թույլ են տալիս ասել, որ այդ պարունակությունները արդյունք են միայն անտրոպոգեն ազդեցությունների, մասնավորապես՝ ջրերի պաշտպանված չլինելու պատճառով նրանց աղտոտման՝ կենցաղային թափոններով և գյուղատնտեսական գործոններով:

Գետերի ջրերում առկա են սուլֆատ- և նիտրատ-իոնները բարձր պարունակություններ: Նախկինում կատարված ուսումնասիրությունները (աղ. 4) տվել էին հիմնականում հիդրոկարբոնատ-սուլֆատային, Մարտունում՝ հիդրոկարբոնատ-սուլֆատ-նիտրատային դասեր: Ավելի ուշ կատարված հետազոտությունները

նույնպես տալիս են հիմնականում հիդրոկարբոնատ-սուլֆատային դաս և մեկ դեպքում, նորից Մարտունիում, (աղ.5) գրանցվել է հիդրոկարբոնատ-սուլֆատ-նիտրատային դասը: Ընդ որում, չի եղել հիդրոկարբոնատ- կամ հիդրոկարբոնատ-քլորիդային դասի և ոչ մի գրանցում: Այսինքն,

մակերևութային հոսքերը երկար տարիներ գտնվում են լիովին անպաշտպան վիճակում և ամբողջապես ենթարկվում են անտրոպոգեն բացասական ազդեցությունների ու դրանից հետո օգտագործվում ոռոգման նպատակներով:

Աղյուսակ 1

Վարդենիսի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջերի խմելու քաղցրահամ որոշ ջրերի հիդրոերկրաքիմիական բնութագրերը ըստ 2005-2009թթ. ուսումնասիրությունների արյունքների (մգ/լ)

h/h	Որոշված տարրեր և միացություններ	Նմուշարկման տեղը (բնակավայրը)					
		Մեծ Մասրիկ	Շատջրեք	Գեղամաբակ	Շատվան	Ակունք	Խաչաղբյուր
1	NH ₄ ⁺	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.
2	Na ⁺	6,90	13,33	2,76	14,00	5,75	7,59
3	K ⁺	2,55	3,23	0,50	3,23	2,55	2,40
4	Ca ²⁺	12,00	37,00	18,00	38,00	12,00	17,00
5	Mg ²⁺	4,86	10,34	3,04	9,73	3,65	6,08
6	Fe _{ընդ.}	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.
7	Cl ⁻	4,97	7,10	4,26	8,52	4,26	5,68
8	SO ₄ ²⁻	9,46	11,93	6,17	13,58	6,58	6,17
9	HCO ₃ ⁻	61,00	170,80	61,00	170,80	54,90	85,40
10	NO ₃ ⁻	2,00	5,50	2,00	4,00	2,50	3,00
11	NO ₂ ⁻	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.
12	F ⁻	0,06	0,30	0,05	0,02	0,38	0,06
13	Ընդհ. կոշտ.	1,00	2,7	1,15	2,7	0,9	1,35
14	Ընդհ. համք.	103,8	259,53	97,48	261,88	92,57	133,38
15	pH	7,35	7,25	7,07	7,25	7,39	7,05

Աղյուսակ 1
(շարունակություն)

h/h	Որոշված տարրեր և միացություններ	Նմուշարկման տեղը (բնակավայրը)					
		Լուսակունք	Տորֆավան	Ծովակ	Լճավան	Կարճաղբյուր	Արծվանիստ
1	NH ₄ ⁺	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.
2	Na ⁺	8,97	8,05	9,20	8,28	5,75	26,90
3	K ⁺	2,55	2,40	2,40	2,40	2,70	5,30
4	Ca ²⁺	12,00	17,00	12,00	12,00	18,00	34,00
5	Mg ²⁺	4,86	6,68	5,47	6,08	6,08	11,55
6	Fe _{ընդ.}	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	0,02	չի հայտն.	0,04
7	Cl ⁻	4,97	5,68	5,68	6,39	6,39	14,20
8	SO ₄ ²⁻	6,58	8,64	9,46	7,00	7,41	13,99
9	HCO ₃ ⁻	67,10	85,40	67,10	67,10	73,20	195,20
10	NO ₃ ⁻	3,50	3,00	3,00	3,00	10,00	2,00
11	NO ₂ ⁻	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.
12	F ⁻	0,41	0,30	0,08	0,83	0,50	0,68
13	Ընդհ. կոշտ.	1,0	1,4	1,05	1,1	2,4	2,65
14	Ընդհ. համք.	110,94	137,15	114,39	113,10	130,03	303,86
15	pH	6,92	7,09	6,80	6,65	6,85	5,74

h/h	Որոշված տարրեր և միացություններ	Նմուշարկման տեղը (քնակավայրը)				
		Ծովինար	Չոլաքար	Աստղածոր	Վաղաշեն	Գեղիովիտ
1	NH ₄ ⁺	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.
2	Na ⁺	3,22	21,84	10,58	12,18	14,94
3	K ⁺	2,18	9,61	3,60	3,45	6,63
4	Ca ²⁺	6,00	76,00	18,00	14,00	33,00
5	Mg ²⁺	1,82	15,20	7,30	7,90	10,34
6	Fe _{բնդ.}	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	0,02
7	Cl ⁻	4,26	36,92	7,10	5,68	5,68
8	SO ₄ ²⁻	4,53	41,97	7,82	4,94	7,82
9	HCO ₃ ⁻	24,40	183,00	85,40	97,60	176,90
10	NO ₃ ⁻	2,00	80,00	14,00	3,60	3,00
11	NO ₂ ⁻	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.	չի հայտն.
12	F ⁻	0,54	0,85	1,05	1,02	0,85
13	Ընդհ. կոշտ.	0,45	5,5	1,50	1,35	2,5
14	Ընդհ. հանք.	48,95	465,39	154,85	150,37	259,18
15	pH	6,65	6,60	6,57	6,42	5,79

Աղյուսակ 2

Վարդենիսի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջերի խմելու քաղցրահամ որոշ ջրերի դասային պատկանելիությունը ըստ 2005-2009թթ. ուսումնասիրությունների արդյունքների

h/h	Նմուշարկման տեղամասը	Ջրի կազմը (ըստ Կուտովի)	h/h	Նմուշարկման տեղամասը	Ջրի կազմը (ըստ Կուտովի)
1	Ակունք	$M_{0,09} \frac{HCO^3 SO^4 Cl}{CaMgNa}$	8	Արծվանիստ	$M_{0,30} \frac{HCO^3 Cl}{CaNaMg}$
2	Խաչաղբյուր	$M_{0,13} \frac{HCO^3}{CaMgNa}$	9	Ծովինար	$M_{0,05} \frac{HCO^3 Cl SO^4}{CaMgNa}$
3	Լուսակունք	$M_{0,11} \frac{HCO^3 SO^4 Cl}{CaMgNa}$	10	Չոլաքար	$M_{0,46} \frac{HCO^3 NO^3 Cl SO^4}{CaMgNa}$
4	Տորֆավան	$M_{0,14} \frac{HCO^3 SO^4}{CaMgNa}$	11	Աստղածոր	$M_{0,15} \frac{HCO^3 NO^3 Cl}{CaMgNa}$
5	Ծովակ	$M_{0,11} \frac{HCO^3 SO^4 Cl}{CaMgNa}$	12	Վաղաշեն	$M_{0,15} \frac{HCO^3}{CaMgNa}$
6	Լճավան	$M_{0,11} \frac{HCO^3 Cl SO^4}{CaMgNa}$	13	Գեղիովիտ	$M_{0,26} \frac{HCO^3}{CaMgNa}$
7	Կարճաղբյուր	$M_{0,13} \frac{HCO^3 Cl}{CaMgNa}$	14	Մեծ Մարիկ	$M_{0,10} \frac{HCO^3 SO^4 Cl}{CaMgNa}$

Վարդենիսի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջերի խմելու քաղցրահամ որոշ ջրերի դասային պատկանելիությունը ըստ 1985-1987թթ. ուսումնասիրությունների տվյալների

h/h	Նմուշարկման տեղամասը	Ջրի կազմը (ըստ Կուտլովի)	h/h	Նմուշարկման տեղամասը	Ջրի կազմը (ըստ Կուտլովի)
1	գ.Վաղաշեն	$M_{0,28-0,32} \frac{HCO^3(Cl)}{CaMgNa}$	5	գ.Ծովինար	$M_{0,54} \frac{HCO^3}{(Na + K)CaMg}$
2	Մարտունի	$M_{0,29-0,39} \frac{HCO^3}{CaMgNa}$	6	գ.Արծվանիստ	$M_{0,37} \frac{HCO^3}{CaMgNa}$
3	գ.Աստղածոր	$M_{0,27} \frac{HCO^3 Cl}{CaMgNa}$	7	գ.Ակունք	$M_{0,15-0,35} \frac{HCO^3 Cl}{CaMgNa}$
4	գ.Վարդենիկ	$M_{0,12-0,43} \frac{HCO^3 Cl(SO^4)}{(Na + K)MgCa}$	8	գ.Վարդենիկ	$M_{0,12} \frac{HCO^3 Cl}{CaMgNa}$

Վարդենիսի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջերի գետերի ջրերի դասային պատկանելիությունը ըստ 1985-1987թթ. ուսումնասիրությունների տվյալների

h/h	Նմուշարկման տեղամասը	Ջրի կազմը (ըստ Կուտլովի)	h/h	Նմուշարկման տեղամասը	Ջրի կազմը (ըստ Կուտլովի)
1	գետ Մասրիկ, գյուղ Մեծ Մասրիկ	$M_{0,37} \frac{HCO^3 SO^4}{CaMgNa}$	5	Արփա-Սևան	$M_{0,19} \frac{HCO^3 SO^4 Cl}{CaNaMg}$
2	գետ Մասրիկ, գյուղ Սոքք	$M_{0,51} \frac{HCO^3 SO^4}{CaMg}$	6	գետ Վարդենիկ, գյուղ Ծովինար	$M_{0,13} \frac{HCO^3 SO^4}{CaNaMg}$
3	գետ Մասրիկ, Վարդենիս	$M_{0,16} \frac{HCO^3 SO^4}{CaMgNa}$	7	գետ Մարտունի, Մարտունի	$M_{0,38} \frac{HCO^3 SO^4 NO^3}{CaMgNa}$
4	գետ Մակենիս, գյուղ Կարճաղբյուր,	$M_{0,18} \frac{HCO^3 SO^4}{CaMgNa}$	8	գետ Մարտունի	$M_{0,24} \frac{HCO^3 SO^4}{CaMgNa}$

Վարդենիսի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջերի գետերի ջրերի դասային պատկանելիությունը ըստ 2005-2007թթ. ուսումնասիրությունների տվյալների

h/h	Նմուշարկման տեղամասը	Ջրի կազմը (ըստ կուռլովի)	h/h	Նմուշարկման տեղամասը	Ջրի կազմը (ըստ կուռլովի)
1	գետ Մարիկ, գյուղ Մեծ Մազրա	$M_{0.36} \frac{HCO^3 74 SO^4 16}{Ca53 Mg31 Na14}$	8	գետ Մարտունի, Մարտունի	$M_{0.38} \frac{HCO^3 66 SO^4 15 NO^3 10}{Ca51 Mg27 Na19}$
2	գետ Մարիկ, գյուղ Սոթք	$M_{0.51} \frac{HCO^3 67 SO^4 26}{Ca51 Mg40}$	9	գետ Արգիշի, Մարտունի	$M_{0.26} \frac{HCO^3 70 Cl 2 SO^4 10}{Ca44 Mg29 Na23}$
3	գետ Մարիկ, Վարդենիս	$M_{0.16} \frac{HCO^3 75 SO^4 12}{Ca48 Mg27 Na20}$	10	գետ Ծակքար, գյուղ Ծակքար	$M_{0.19} \frac{HCO^3 76 Cl 11 SO^4 10}{Ca46 Mg28 Na23}$
4	գետ Մակենիս, գյուղ Կարճաղբյուր	$M_{0.17} \frac{HCO^3 76 SO^4 11}{Ca47 Mg25 Na23}$	11	գետ Մակենիս, գյուղ Կարճաղբյուր	$M_{0.21} \frac{HCO^3 78 SO^4 14}{Ca63 Mg18 Na15}$
5	Արփա-Սևան, գյուղ Արծվանիստ	$M_{0.19} \frac{HCO^3 67 SO^4 19 Cl 2}{Na39 Ca36 Mg21}$	12	վտակ, գյուղ Արծվանիստ	$M_{0.29} \frac{HCO^3 71 SO^4 12}{Ca49 Mg28 Na20}$
6	գետ Վարդենիկ, գյուղ Ծովինար	$M_{0.12} \frac{HCO^3 59 SO^4 27}{Ca49 Na24 Mg20}$	13	գետ Վարդենիս	$M_{0.07} \frac{HCO^3 64 SO^4 24}{Ca38 Mg38 Na18}$
7	գետ Մարտունի, Մարտունի	$M_{0.38} \frac{HCO^3 66 SO^4 15 NO^3 10}{Ca51 Mg27 Na19}$	14	վտակ, գյուղ Աստղածոր	$M_{0.38} \frac{HCO^3 65 Cl 2 SO^4 11}{Ca56 Mg23 Na11}$

Հարկ է նշել, որ այնպիսի հիդրոերկրաքիմիական բնութագրերի առումով, ինչպիսիք են ընդհանուր հանքայնացումը, ընդհանուր կոշտությունը և ջրածնային ցուցիչը, ուսումնասիրված բոլոր խմելու քաղցրահամ ջրերը համապատասխանում են ՀՀ-ում ընդունված և գործող նորմերին: Մակայն սուլֆատ- և նիտրատ-իոնների պարունակությունները որոշ տեղերում (Ջուլաքար, Մարտունի) ցույց են տալիս, որ ջրերն այստեղ գտնվում են բացարձակ անպաշտպան վիճակում: Նիտրատ-իոնի բարձր պարունակությունը ակնհայտորեն ունի անտրոպոգեն բնույթ, քանի որ ջրերի բնական ելքերում, որոնք գտնվում են անտրոպոգեն ազդեցությունների սահմաններից դուրս, այն չի գրանցվում: «Նիտրատների պարունակությունների աճը բնական ջրերում տեղի է ունենում կապված այն բանի հետ, որ հողերում ամիակային ազոտի պարարտանյութերի մի մասը նիտրիֆիկացիայի արդյունքում անցնում է նիտրատային ձևի, որը վատ է կապվում հողի բաղադրիչների հետ և, հետևաբար, անցնում է ինֆիլտրացվող ջրերի մեջ» (Крайнов и др., 1980): Ըստ տոքսիկոլոգիայի աստիճանի ազոտի միացությունները կազմում են հետևյալ շարքը. $NO_2^- > NH_4^+ > NO_3^-$ (Крайнов и др., 1987): Ազոտի առաջին երկու միացությունների չհայտնաբերվելը, օրինակ՝ NO_2^- -ի, կարող է կապված լինել այն բանի հետ, որ ջրերի աղտոտումից հետո նիտրիտ-իոնը արագ օքսիդանում է մինչև NO_3^- , իսկ NH_4^+ , շնորհիվ իր դրական լիցքի, արագ կապվում է հողի կավային մասնիկների հետ: Սուլֆատ-իոնը մեր ուսումնասիրությունների

տարածքում հիմնականում ունի հանքածին և մասամբ՝ պետրոժին բնույթ (Капланян и др., 1997): Ջրերի մեջ է անցնում սուլֆիդների օքսիդացումից առաջացող սուլֆատների լուծման արդյունքում և մասամբ էլ՝ մթնոլորտից: Մակայն երբեմն գրանցվող բավականին բարձր պարունակությունները և կայուն երկրորդ տեղը անիոնների շարքում խոսում են այս բաղկացուցի մակ անտրոպոգեն ազդեցությունների արդյունք լինելու մասին: Այսպիսով, Վարդենիսի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջերի խմելու քաղցրահամ և մակերևութային հոսքերի ջրերը իրենց ելակետային կազմով, ըստ ուսումնասիրված տարրերի, լիովին համապատասխանելով ջրատար և լվացվող ապարների կազմերին և հանդիսանալով զոնալ ջրեր, որոշ տեղերում ժամանակի ու տարածության մեջ ենթարկվում են անտրոպոգեն բացասական ազդեցությունների: Անտրոպոգեն ազդեցություններից ջրերի պաշտպանվածության ապահովման դեպքում նրանք իրենց կազմով լիովին կհամապատասխանեն ՀՀ-ում ընդունված և գործող նորմերին: Ինչպես մակերևութային, այնպես էլ ստորերկրյա հոսքերի ջրերը (տեղական և ռեգիոնալ զոնաների) զոնալ են, ունեն ընդհանուր սնուցման մարզ և կազմի ընդհանրություններ: Տրանզիտի ժամանակ ընթացող փոփոխությունները արդյունք են տրանզիտի ճանապարհի երկարության (ջրատար ապարների համապատասխան փոփոխություններով) և անտրոպոգեն ազդեցությունների:

Геология Армянской ССР. Т. VIII. Гидрогеология. Ереван:
Изд. АН Арм. ССР, 1974. 392 с.
Каплянц П. М., Галстян А. Р., Григорян Л. А., Карапетян
А. И., Шагинян Г. В., Эксузян Ц. О. Геохимия

природных вод бассейна озера Севан. Ереван:
Изд. "Гитутюн", 1997. 226 с.
Крайнов С. Р., Швец В. М. Основы геохимии подземных
вод. М.: "Недра", 1980. 286 с.
Крайнов С. Р., Швец В. М. Геохимия подземных вод
хозяйственно-питьевого назначения. М.: "Недра",
1987. 237 с.

Գրախոս՝ Ս. Լ. Սեֆեյան

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД ВАРДЕНИССКОГО ХРЕБТА (АРМЕНИЯ)

Г. В. Шагинян, Т. Л. Оганисян

Резюме

Статья посвящена вопросам формирования химического состава подземных и поверхностных вод в пределах наиболее крупного орографического составляющего бассейна оз. Севан – Варденисского хребта. Приводятся гидрогеохимическая классификация вод по их классовой принадлежности, результаты сравнительного анализа изменений составов вод во времени и пространстве. Частично рассматриваются вопросы отрицательного воздействия антропогена.

THE STRUCTURE FORMATION PECULIARITIES AND HYDROGEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF VARDENIS MOUNTAIN RANGE WATERS

H. V. Shahinyan, T. L. Novhannisyanyan

The article is dedicated to the clarification of the structure formation peculiarities of the subterranean and superficial waters in the boundaries of Vardenis mountain range – the greatest orographic unit of Sevan basin; as well as their hydrogeochemical classification according to the class belonging, and the results of the comparative analysis of the structure alterations in time and space is provided.

ՀԱՅ ԱՆՎԱՆԻ ԱՇԽԱՐՀԱԳԵՏ-ՔԱՐՏԵԶԱԳԵՏԸ
ՀԽՍՀ ԳԱ թղթակից անդամ Ա. Բաղդասարյանի ծննդյան 90-ամյակին



2008 թ. լրացել է անվանի աշխարհագետ, ՀԽՍՀ ԳԱ թղթակից անդամ, աշխարհագրական գիտությունների դոկտոր, պրոֆեսոր Անդրանիկ Բախշիի Բաղդասարյանի ծննդյան 90-ամյակը:

Ա.Բաղդասարյանը ծնվել է 1918 թ. նոյեմբերի 5-ին, Գորիսում, վախճանվել է Երևանում 1991 թ.: Ավարտելով Գորիսի մանկավարժական ուսումնարանը, 1935-1937թթ. աշխատել է Միսիանի շրջանի Դարբաս գյուղում որպես ուսուցիչ: 1937թ. ընդունվել է Երևանի Պետական Համալսարանի երկրաբանա-աշխարհագրական ֆակուլտետը: 1941թ. գորակոչվել է բանակ և նույն թվականին գորացրվել՝ ուսումը համալսարանում շարունակելու համար: 1942թ. գերազանցությամբ ավարտում է ԵՊՀ: 1942թ. ընդունվում է ԵՊՀ Ֆիզիկական աշխարհագրության ամբիոնի ասպիրանտուրան «Կլիմայագիտություն և օդերևութաբանություն» մասնագիտությամբ: 1942-1944թթ. աշխատում է Անդրկովկասյան ռազմաճակատի հիդրոօդերևութաբանական վարչությունում ատերոլոգի, այնուհետև ինժեներ-սինոպտիկի պաշտոններում: 1946թ. պաշտպանել է թեկնածուական ատենախոսությունը «ՀԽՍՀ հարավ-արևելյան շրջանների կլիմայական բնութագիրը» թեմայով:

Նույն թվականին աշխատանքի է անցել ՀԽՍՀ ԳԱ Տնտեսագիտության սեկտորում և զբաղվել արտադրական ուժերի տեղաբաշխմանը և ռացիոնալ օգտագործմանը նվիրված ֆիզիկա-աշխարհագրական հետազոտություններով: 1949թ. ակադեմիկոս Ա.Ա. Գրիգորևի առաջարկությամբ գործուղվել է ԽՍՀՄ ԳԱ Աշխարհագրության ինստիտուտ, որտեղ և ավարտել է «ՀՍՍՀ կլիման» դոկտորական ատենախոսությունը, որը հաջողությամբ պաշտպանել է 1952թ.:

ԳԱ Տնտեսագիտական ինստիտուտում պրոֆեսոր Ա.Բաղդասարյանի գիտական գործունեությունը հիմնականում ուղղվում է գյուղատնտեսական, կուրորտային, բժշկական կլիմատոլոգիայի, քարտեզագրության բազմաթիվ խնդիրների հետազոտությունների կատարմանը: Այդ ժամանակաշրջանում նա ակտիվ մասնակցություն է ցուցաբերում հանրապետության բնական պայմանների հետազոտման և գնահատման աշխատանքներին: Նրա կողմից մշակվում են գյուղատնտեսական արտադրության զոնալականության սկզբունքները, որոնք այնուհետև հիմք են հանդիսանում հանրապետության գյուղատնտեսական արտադրության պլանավորման համար: Նա բավական լուրջ ներդրում է բերել նաև վերականգնվող բնական ռեսուրսների՝ հատկապես արեգակի և քամու էներգետիկ աղբյուրների հետազոտման ասպարեզում: 1955 թ. նրա անմիջական մասնակցությամբ ԽՍՀՄ ԳԱ Աշխարհագրական ինստիտուտում հրատարակվում է Հայաստանի Հանրապետությանը նվիրված առաջին ծավալուն մենագրությունը:

Ա.Բաղդասարյանի գիտական գործունեությունը չի սահմանափակվել նեղ շրջանակներով: Նա մեծ ներդրում ունի նաև դպրոցական և բուհական դասագրքերի, ուսումնական ձեռնարկների, բուհական և դպրոցական բազմաթիվ քարտեզների ու ատլասների կազմման և հրատարակման գործում: 1958թ. նրա անմիջական նախաձեռնությամբ ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում ստեղծվում է Աշխարհագրական սեկտորը՝ ըստ էության, հանրապետությունում աշխարհագրական գիտական առաջին կենտրոնը, որն երկար տարիներ ղեկավարել է Ա.Բաղդասարյանը: Այնտեղ ծավալվում են խոշորամասշտաբ գիտահետազոտական աշխատանքներ կլիմայագիտության, ջրաբանության, երկրաձևաբանության, լանդշաֆտագիտության քարտեզագրության ու այլ ուղղություններով: Նա բազում տարիներ ամենայն լրջությամբ զբաղվել է թեմատիկ քարտեզագրության խնդիրներով:

Կատարված աշխատանքների առաջին լուրջ հաջողությունը 1961թ. «Հայկական ՄՍՌ» ազգային ատլասի հրատարակումն էր, որը, որպես քարտեզագրական հիմնարար աշխատություն, առաջինն էր նախկին Սովետական Միությունում: Իր տեսակի մեջ, այդ անդրանիկ աշխատությունը, օրինակ ծառայեց մյուս հանրապետություններում մասնատիպ ատլասների կազմմանը և հրատարակմանը: Աշխարհագրության բաժնում Ա.Բաղդասարյանի ղեկավարությամբ են կազմվել «ՀՀ բնական ռեսուրսները», «ՀԽՍՀ ջրագրությունը» ատլասները, «ՀՍՍՀ աշխարհագրական ուսումնական ատլաս»-ը և բազմաթիվ առանձին քարտեզներ:

Այդ աշխատանքները ճանաչում բերեցին Ա.Բաղդասարյանին մեր հանրապետությունում և նրա սահմաններից դուրս: 1964թ. Լոնդոնում կայացած Աշխարհագրության Միջազգային Կոնգրեսում նա ընտրվում է Ազգային ատլասների Միջազգային Աշխարհագրական Միության անդամ: Հաշվի առնելով Ա. Բաղդասարյանի կազմակերպչական կարողությունները և կուտակած փորձը թեմատիկ քարտեզագրության բնագավառում՝ Միջազգային Աշխարհագրական Միությունը նրան է հանձնարարում 1976 թ. Երևանում կազմակերպել բնության պահպանության և բնական ռեսուրսների ռացիոնալ օգտագործմանը նվիրված թեմատիկ քարտեզագրության միջազգային գիտաժողովը: 1980թ. Տոկիոյում կայացած Միջազգային Աշխարհագրական Կոնգրեսի շրջանակներում նա ընտրվում է բնական

միջավայրի քարտեզագրման աշխատանքային խմբի կազմում: 1984թ. Փարիզում Միջազգային Աշխարհագրական Կոնգրեսում նա ընտրվում է տուրիզմի և էքսկուրսիաների, էկոլոգիական, ինչպես նաև բնական ռեսուրսների հանձնաժողովների անդամ:

Պրոֆեսոր Ա.Բաղդասարյանը եղել է ՀԽՍՀ ԳԱ Կենսոլորտի գիտական խորհուրդի ստեղծողներից մեկը, Խորհրդային աշխարհագետների Ազգային կոմիտեի և այլ մասնագիտական կոմիտեների անդամ:

1971թ. Ա.Բաղդասարյանն ընտրվում է ՀԽՍՀ ԳԱ քրթակից-անդամ:

Համեմատաբար կարճ ժամանակահատվածում ԳԱ ԵԳԻ աշխարհագրության բաժնում Ա.Բաղդասարյանի գլխավորությամբ և ակտիվ մասնակցությամբ կազմվում և հրատարակվում են մի քանի արժեքավոր մենագրություններ, նվիրված ՀԽՍՀ կլիմայի, երկրաձևաբանությունը, ջրագրությանը, ֆիզիկական աշխարհագրության կարևոր խնդիրներին:

Այդ տարիներին լույս է տեսնում «Հայաստան» գիտահանրամատչելի գիրքը, որի գլխավոր խմբագիրն էր Ա.Բաղդասարյանը: Գիրքը շատ արագ թարգմանվում է ֆրանսերեն, անգլերեն և ռուսերեն լեզուներով:

Պրոֆեսոր Ա.Բաղդասարյանը ակտիվ մասնակցություն է ունեցել «ԽՍՀՄ բնական պայմանները և ռեսուրսները» բազմահատորյակի «Կովկաս» հատորի ստեղծմանը և հրատարակմանը:

Պրոֆեսոր Ա.Բաղդասարյանը հանրապետության տարբեր բուհերում զբաղվել է մանկավարժական գործունեությամբ, ղեկավարել ԵՊՀ-ի Ֆիզիկական աշխարհագրության ամբիոնը: Նա խոշոր ավանդ ունեցել է նաև հայրենական բարձրորակ կադրերի պատրաստման գործում, ղեկավարելով մեկ տասնյակից ավելի թեկնածուական և դոկտորական ատենախոսություններ:

Պրոֆեսոր Ա.Բաղդասարյանը հեղինակ է ավելի քան 350 հոդվածների, քարտեզների, դասագրքերի, մենագրությունների, թեզիսների և այլ արժեքավոր հրատարակումների: Դրանց մի մասը թարգմանվել և հրատարակվել է արտասահմանյան տարբեր երկրներում: Նա իր գիտական գործունեությունը հաջողությամբ համատեղել է հասարակական աշխատանքի հետ: Երկար տարիներ եղել է ԳԱ «Գիտություններ Երկրի մասին» բաժանմունքի ակադեմիկոս-քարտուղար, «ՀԽՍՀ բնության պահպանության» և «Գիտելիք» ընկերությունների նախագահության անդամ, բարձրագույն Կրթության նախարարության «Աշխարհագրություն» գիտամեթոդական խորհրդի անդամ, Հայկական Հանրագիտարանի «Աշխարհագրություն» խմբագրության նախագահ, 1955-1975թթ. նաև Հայկական Աշխարհագրական ընկերության նախագահ:

Ա.Բաղդասարյանը մեծ հարգանք էր վայելում ու թողել է բարի համբավ: Նրա հիշատակը միշտ վառ կմնա գայժընկերների, աշակերտների և բոլոր նրան ճանաչողների սրտերում:

ՀՀ ԳԱԱ Նախագահություն

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական ինստիտուտ

ՀՀ ԳԱԱ Գիտություններ Երկրի մասին տեղեկագրի խմբագրություն