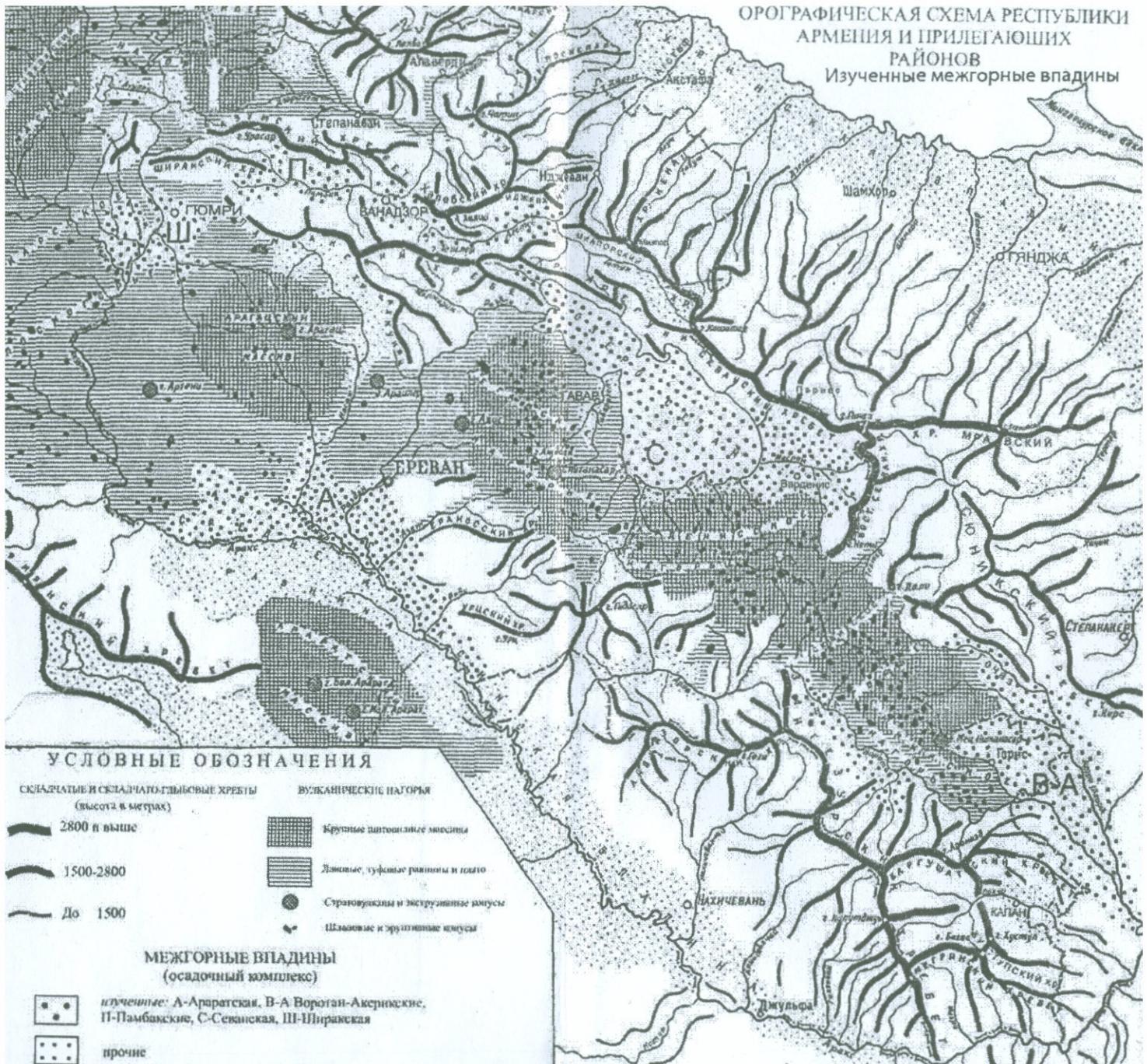




Ю.В.САЯДЯН  
**НОВЕЙШАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
ИСТОРИЯ АРМЕНИИ**

ОРОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА РЕСПУБЛИКИ  
АРМЕНИЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ  
РАЙОНОВ

Изученные межгорные впадины



и геологических памятников природы, геологических  
и палеонтологических памятников природы, геологических и палеон-

## Музей геологии и минералогии

гено-литологическая  
исследовательская  
лаборатория  
и музей



Издательство «ГеоМир» ИДР РГ  
«ГеоМир» ИДР РГ  
2009  
2009

Геомир  
Издательство

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ  
ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ  
ԵՐԿՐՈՎԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍԻՏՈՒՏ

## ՅՈՒՐԻ ՎԱԶԱԳԱՆԻ ՍԱՅԱԴՅԱՆ

# ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ԵՐԿՐՈՎԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ՊԱՏՍՈՒԹՅՈՒՆ



ԵՐԵՎԱՆ  
ՀՀ ԳԱԱ «ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ» ԻՐԱՏԱՐԱԿՅՈՒԹՅՈՒՆ  
2009

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Академик Григорий Григорьевич Григорян  
Премия НАН РА им. Г.Г. Григоряна  
за заслуги в геологии и геохимии

Юрий Вачаганович Саядян  
Премия НАН РА им. Г.Г. Григоряна  
за заслуги в геологии и геохимии

**ЮРИЙ ВАЧАГАНОВИЧ САЯДЯН**

## **НОВЕЙШАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ АРМЕНИИ**

Ереван

Издательство "Гитутюн" НАН РА  
2009



Удк 55 (479.25):941(479.25)

ББК 26.3(23)+63.3(23)

С 229

Печатается по решениям Ученого совета Института  
геологических наук НАН РА и Диссертационного совета  
Д.501.001.39 Московского государственного  
университета им. М.В.Ломоносова

Ответственный редактор – доктор геолого-минералогических  
наук, профессор С.А.Лаухин

Ю.В. Саядян

С 229 Новейшая геологическая история Армении,  
Ер., Изд-во “Гитутюн”, 2009, 357с.

В монографии обобщены материалы комплексных исследований и обоснованы впервые разработанные основные научные положения новейшей геологической истории и палеогеографии Армении. Представлены результаты исследования верхней части кайнозойской эратемы Армении. Данная новая региональная стратиграфическая и палеогеографическая схема новейшей геологической истории Армении.

Разработанные научные положения и схема новейшей геологической истории Армении могут быть использованы в различных областях геологической науки и практики.

Книга ориентирована на широкий круг специалистов в области неогенового и четвертичного периодов: геологов, географов, геоморфологов, неотектонистов, вулканологов, палеобиологов, экологов, археологов; она может быть рекомендована производственным геологическим и инженерно – геологическим организациям, а также в качестве учебного пособия.

ISBN 978-5-8080-0766-6

© Издательство “Гитутюн” НАН РА, 2009

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	8
Предисловие научного редактора.....	10
<b>ВВЕДЕНИЕ.....</b>	<b>15</b>
РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ	
<b>ОПИСАНИЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ .....</b>	<b>20</b>
<b>Глава 1. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ШИРАКСКОЙ ВПАДИНЫ.....</b>	<b>21</b>
1.1. История изучения и геологическое строение.....	21
1.2. Стратиграфия.....	22
Неогеновая система: .....	22
Сарматский региоярус: верхний подъярус.....	22
Мэотический и понтский региоярусы.....	23
Нижний плиоцен: киммерийский региоярус.....	28
Верхний плиоцен: акчагыльский региоярус.....	28
Четвертичная система.....	34
Эоплейстоцен: ашшеронский региоярус.....	34
Неоплейстоцен.....	35
Нижнее звено: бакинский горизонт.....	36
Среднее звено: хазарский горизонт.....	41
Верхнее звено: хвалынский горизонт. Голоцен.....	53
1.3. Геоморфология.....	53
1.4. Неотектоника.....	56
<b>ВЫВОДЫ.....</b>	<b>61</b>
<b>Глава 2. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ СЕВАНСКОЙ ВПАДИНЫ.....</b>	<b>63</b>
2.1. История изучения и геологическое строение.....	63
2.2. Стратиграфия.....	66
Неогеновая система: .....	69
Сарматский региоярус: верхний подъярус.....	69
Мэотический региоярус.....	72
Понтский региоярус.....	76
Нижний плиоцен: киммерийский региоярус.....	77

Верхний плиоцен: акчагыльский региоярус.....	79
<b>Четвертичная система.....</b>	82
Эоплейстоцен: апшеронский региоярус.....	82
Неоплейстоцен.....	86
Нижнее звено: бакинский горизонт.....	86
Среднее звено: хазарский горизонт.....	89
Верхнее звено: хвалынский горизонт.....	90
<b>Голоцен.....</b>	91
<b>2.3. Геолого-археологические данные о колебаниях береговой линии озера Севан в голоцене.....</b>	99
<b>2.4. Геолого-археологическое обоснование возраста последнего извержения вулкана Армаган.....</b>	110
<b>ВЫВОДЫ.....</b>	120
<b>Глава 3. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВПАДИН МЕЖДУРЕЧЬЯ ВОРОТАН-АКЕРА.....</b>	122
<b>3.1. История изучения и геологическое строение.....</b>	122
<b>3.2. Стратиграфия.....</b>	125
<b>Неогеновая система.....</b>	125
Плиоцен: киммерийский-акчагыльский региоярусы.....	125
Верхний плиоцен: акчагыльский региоярус.....	126
<b>Четвертичная система.....</b>	153
Эоплейстоцен: апшеронский региоярус.....	153
Неоплейстоцен.....	163
Нижнее звено: бакинский горизонт.....	163
Среднее звено: хазарский горизонт.....	168
Верхнее звено: хвалынский горизонт. <b>Голоцен.....</b>	172
<b>3.3. Речные террасы.....</b>	174
<b>ВЫВОДЫ.....</b>	180
<b>Глава 4. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ АРАРАТСКОЙ ВПАДИНЫ.....</b>	182
<b>4.1. История изучения и геологическое строение.....</b>	182
<b>4.2. Стратиграфия.....</b>	183
<b>Неогеновая система.....</b>	183
Сарматский региоярус: верхний подъярус.....	183
Мэотический и понтский региоярусы.....	185

Нижний плиоцен: киммерийский региоярус.....	190
Верхний плиоцен: акчагыльский региоярус.....	191
<b>Четвертичная система.....</b>	<b>199</b>
Эоплейстоцен: аштеронский региоярус.....	199
<b>Неоплейстоцен.....</b>	<b>203</b>
Нижнее звено: бакинский горизонт.....	203
Среднее звено: хазарский горизонт.....	208
Верхнее звено: хвалынский горизонт. <b>Голоцен.....</b>	213
<b>4.3. Котайкско-Егвардское плато.....</b>	<b>216</b>
<b>ВЫВОДЫ.....</b>	<b>226</b>
<b>Глава 5 ВПАДИНЫ ДОЛИНЫ РЕКИ ПАМБАК.....</b>	<b>229</b>
<b>ВЫВОДЫ.....</b>	<b>236</b>
<b>Глава 6. СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН.....</b>	<b>236</b>
 <b>РАЗДЕЛ ВТОРОЙ</b>	
<b>ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АРМЕНИИ..</b>	<b>240</b>
<b>Глава 7. НЕОТЕКТОНИКА.....</b>	<b>240</b>
<b>Глава 8. ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....</b>	<b>251</b>
8.1. Строение речных террас.....	257
8.2. Древнее оледенение.....	268
<b>Глава 9. КАМЕННЫЙ ВЕК.....</b>	<b>273</b>
<b>Глава 10. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРИРОДЫ АРМЕНИИ.....</b>	<b>285</b>
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>311</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА.....</b>	<b>314</b>
<b>СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ</b>	
Ю.В.САЯДЯНА.....	336
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ на английском языке.....</b>	<b>350</b>
<b>ОГЛАВЛЕНИЕ на английском языке .....</b>	<b>352</b>
<b>БИОГРАФИЯ Ю.В.САЯДЯНА на английском языке.</b>	<b>355</b>

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателей монография доктора геолого-минералогических наук **Юрия Вачагановича Саядяна** – "Новейшая геологическая история Армении" обобщает материалы его более чем сорокалетних исследований, посвященных вопросам геологии, стратиграфии, биостратиграфии, литологии, палеогеографии (в том числе палеогляциологии), геоморфологии, истории рельефа и неотектонике, палеолимнологии позднего миоцена, плиоцена и антропогена Армении и смежных регионов Кавказа и Южного Кавказа, а также палеоантропологии, археологии и другим проблемам позднекайнозойской геологической истории Армении. Уже одно беглое перечисление этих основных направлений геологических (в широком смысле) исследований Ю.В.Саядяна показывает исключительную, по существу, энциклопедическую широту его научных интересов, эрудиции и достижений в области познания геологического строения и развития Армении на протяжении более чем десяти последних миллионов лет.

Начав по окончанию географического факультета Ереванского государственного университета учебу в аспирантуре географического факультета МГУ под научным руководством крупнейшего знатока новейшей истории Земли академика К.К.Маркова с изучения стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений и палеогеографии самого западного района Армении–Ширакской (или Ленинаканской, как ее в то время называли) котловины, послуживших в 1967 году предметом его успешно защищенной кандидатской диссертации, Ю.В.Саядян в дальнейшем продолжил аналогичные исследования в более южных и восточных районах Армении–в Арагатской котловине, в бассейне озера Севан, в Сюникском нагорье в юго-восточной части Армении. Результаты их он опубликовал в ряде работ, частью написанных им одним, а частью – в содружестве с армянскими и российскими геологами, палеонтологами, геоморфологами: А.Т.Асланяном, С.П.Бальяном, Н.В.Думитрашко, А.В.Кожевниковым,

автором этих строк и другими исследователями. В этих работах, некоторые из которых имеют характер монографий, Ю.В.Саядяном был рассмотрен широкий круг вопросов геологии, стратиграфии, палеогеографии, археологии и антропогена Армении и всего Кавказа, выдвинувших его в ряды наиболее авторитетных в Армении специалистов в области этих проблем.

В начале 2006 года их синтез, обобщенный в капитальной монографии Ю.В.Саядяна “Геология, стратиграфия и палеогеография верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Армении”, стал предметом его диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, блестяще защищенной и получившей единогласное одобрение ученого диссертационного совета при геологическом факультете Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова.

Автору этого предисловия, в свое время, в пятидесятых годах минувшего века начавшего свои научные исследования в Армении с изучения геологии, стратиграфии, неотектоники и палеогеографии позднего кайнозоя Севанский впадины и получившего доброжелательную поддержку ученых Геологического института Академии наук Армении и Ереванского государственного университета, приятно отметить, что научные исследования Ю.В.Саядяна и его докторская диссертация, послужившая основой для публикуемой ныне монографии, символизируют традиционную дружбу и сотрудничество, существующие и сохраняющиеся между геологами Армении и России, воспитанниками и учеными Ереванского и Московского университетов и наших академий наук. Нельзя не вспомнить и о том, что еще перед началом Великой отечественной войны, в середине 30-х годов минувшего века молодые армянские геологи, питомцы геологического факультета Ереванского университета, а впоследствии – заведующие кафедрами в последнем – будущий академик А. А. Габриелян и будущий профессор В.П.Асратян проходили аспирантуру в Москве, на руководимых профессорами Г.Ф.Мирчинком и Е.В.Милановским кафедрах исторической и динамической геологии Московского геолого-

разведочного института, который выделился в 1930 году из Московского университета. Все эти факты, в своей совокупности, напоминают о давних традициях дружбы и сотрудничества, уже более 70 лет связывающих ученых Московского и Ереванского университетов и их питомцев, работавших или продолжающих работать в геологических институтах Академии наук Армении и РАН.

Академик РАН, заведующий

кафедрой геологии России

геологического факультета

МГУ им. М. В. Ломоносова,

профессор

**Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ**

## **ПРЕДИСЛОВИЕ НАУЧНОГО РЕДАКТОРА**

Новейшее геологическое прошлое Армении, несмотря на более чем 100-летнее изучение, исследовано довольно слабо, особенно это касается природного процесса, анализируемого методами стратиграфии и палеогеографии. По геологии, стратиграфии и палеогеографии неогенового и четвертичного периодов Армении отсутствуют обобщающие работы, раскрывающие динамику и особенности их развития. Предложенная читателю монография **Юрия Вачагановича Саядяна** восполняет этот пробел, и в этом заключаются ее новизна и актуальность. Автор работы – известный исследователь, посвятивший всю свою творческую жизнь изучению новейшей геологической истории Армении. Свою первую научную статью он опубликовал 40 лет назад, сейчас количество его публикаций превышает 130 наименований.

Геологическая карьера Ю.В.Саядяна начинается в 1959 году с должности геолога съемочной партии Управления геологии Совмина Армении, куда он был направлен после окончания географического факультета Ереванского государственного университета.

С 1962 года по настоящее время научная деятельность Ю.В.Саядяна связана с Институтом геологических наук НАН РА, здесь он в 1967 году под научным руководством академика К.К.Маркова защи-

тил кандидатскую диссертацию по новейшим отложениям Ширакской впадины. В дальнейшем последовало многолетнее изучение разрезов других межгорных впадин Армении и сопредельных территорий – стратиграфии заполняющих их отложений и истории формирования структур. Таким образом, им был получен богатый материал для крупного научного обобщения по новейшим отложениям основных депрессий Армении, сначала оформленного в виде докторской диссертации под названием “Геология, стратиграфия и палеогеография верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Армении”, успешно защищенной в 2006 году на геологическом факультете МГУ им. М. В. Ломоносова. Позднее диссертация была переработана в отдельную монографию. Результаты своих исследований Ю.В.Саядяном опробировались на многих (18-и) международных, всесоюзных (2-х), всероссийских (2-х) и республиканских (3-х) совещаниях, конгрессах и симпозиумах.

Помимо успешной творческой работы Ю.В.Саядян проявил себя как деятельный научный организатор, он длительное время работал ученым секретарем Совета по научным проблемам новой техники Президиума АН Армянской ССР и ученым секретарем Института геологических наук АН Армянской ССР, был одним из активных организаторов IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода (Ереван, 1973); II-го двустороннего совещания СССР – ГДР по истории геологических наук (Ереван, 1979); Симпозиума голоценовой Комиссии Международного Союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) (Ереван, 1982); геологической экскурсии Международного геологического конгресса (Ереван, 1984).

Ю.В.Саядяну повезло с учителями и старшими коллегами. Он был аспирантом крупнейшего советского географа, академика К.К. Маркова и творчески воспринял основные идеи палеогеографической школы Московского университета о комплексном (сопряженном) изучении новейших отложений на опорных разрезах. Совместно с Ю.В.Саядяном длительное время комплексный анализ четвертичных отложений Армении проводили сотрудники К.К.Маркова – З.В.Аleshинская, Н.С.Соколова, Н.Г.Заикина, Е.П. Пирумова и др.

Во время полевых работ ему посчастливились общаться и учиться у таких крупных авторитетов геологической науки как академики А.Т.Асланян, А.А.Габриелян, Г.И.Горецкий, Е.Е.Милановский, К.Н.Паффенгольц, профессор А.В.Кожевников.

В Западной Грузии он работал с профессором Д.В.Церетели, в Куринской впадине – с профессорами П.В.Федоровым и Ю.М.Васильевым, в Армении с член.-корр. НАН Белоруси Б.К.Лукашевым. Творческая обстановка этих встреч, полученные навыки полевых исследований позволили Ю.В.Саядяну в своих разработках достоверно раскрыть последние страницы геологической истории Армении.

В предлагаемой читателю монографии “Новейшая геологическая история Армении” автор поставил перед собой задачу – решение трех основных проблем: 1 – стратиграфического расчленения неоген-четвертичных отложений Армении; 2 – палеогеографических реконструкций этих периодов; 3 – установления важнейших закономерностей природного процесса Армении.

Строение работы полностью соответствует поставленным задачам. Помимо введения и заключения она содержит десять глав, сгруппированных в два крупных раздела, хорошо иллюстрированных графическим материалом и большим списком цитируемой литературы.

Первый раздел работы – это фактологическая основа его последующего синтеза. Раздел включает главы 1-6, посвященные рассмотрению стратиграфии опорных разрезов новейших отложений межгорных впадин Армении и их корреляции.

В первой и второй главах изложен богатый геологический материал по Ширакской и Севанской впадинам и достоверно показана сложная история их развития.

В третьей, четвертой и пятой главах описывается история развития межгорных впадин междууречья Воротана и Акера, Ааратской впадины и впадин долины р.Памбак, их геологическая история существенно отличается от ранее рассмотренных регионов (отсутствует акчагыл с фауной, иное строение разрезов), однако в целом, для всех изученных структур очевидно общее генеральное сходство строения и развития. Это убедительно показано в шестой главе монографии, в которой изложены результаты региональной корре-

ляции опорных разрезов позднего миоцена – четвертичного периода исследованных впадин Армении и на этой основе составлена их общая палеогеографическая схема.

Второй раздел монографии – это палеогеографический синтез, где дано описание истории новейшего этапа развития природы Армении. Он начинается с анализа новейшей тектоники (глава седьмая), которой принадлежит основная роль в формировании рельефа Армении и оледенении ее гор. Автором подтверждены предполагаемые ранее некоторыми исследователями неравномерность и разновременность тектонического развития Малого Кавказа в неоген – четвертичное время и убедительно показано, что неотектонический этап развития региона характеризуется полной сменой тектонического режима, началом континентального развития, формированием горного рельефа, проявлениями высокой сейсмичности и вулканизма. В восьмой главе дан анализ рельефа, установлен возраст его формирования, генезис и характерные черты развития. Основным объектом изучения являются речные террасы и поверхности выравнивания, образующие четыре яруса рельефа.

В разделе большое место уделяется анализу спектра речных террас долины р. Аракс. В ее бассейне выделено 13 речных уровней, предложена их корреляция с террасами р. Куры и Каспийского моря. Правда, зависимость формирования террас р. Аракс от уровня Каспия не вполне очевидна. Особенно это относится к его трансгрессиям с невысоким подъемом уровня, например, позднеказарской (+10), позднехвалынской (0 м) и новокаспийской (-20 м).

Также надо учитывать, что, судя по данным радиоуглеродного датирования, хвалынская трансгрессия была кратковременной (не более 10 тыс. лет). Вполне вероятно, что образование некоторых террас р. Аракс обусловлено местными причинами (локальным подпором, неотектоникой и др.), а не влиянием каспийских трансгрессий.

Автором подробно рассмотрены вопросы древнего оледенения гор Армении и на основании нового биостратиграфического и климатостратиграфического материала совершенно справедливо отрицается возможность использования альпийской ледниковой схемы

для объяснения горного оледенения Армении. На этом материале им подтверждено существование двух ледниковых эпох средне- и позднеплейстоценовых, и установлены две стадии развития горных ледников в течение каждой эпохи, разделенные межстадиалами.

В девятой главе обобщены основные результаты изучения каменного века Армении, как неотъемлемой части геологии четвертичного (антропогенового) периода, играющей особую роль в развитии человека и его материальной культуры во взаимодействии с изменениями природной среды.

В заключительной главе работы изложены сведения об этапах и характерных чертах развития природы Армении в новейшую геологическую эпоху, рассмотренные по основным палеогеографическим срезам. Это один из наиболее интересных разделов монографии, построенный на наиболее документально обоснованных наработках предшествующих глав монографии. Автором, применительно к территории Армении, развивается концепция академика К.К.Маркова о повсеместности, направленности, ритмичности и индивидуальности природного процесса. Особенно ярко проявляется ритмичность, выраженная в седиментационных циклах – смене эрозионных фаз и осадконакопления; в эволюции климата – чередовании аридно–теплых и прохладно–влажных эпох и обусловленных этим ландшафтов.

Заканчивая редакторское предисловие к монографии Ю.В.Сайдяни, хотелось бы отметить, что она представляет очень современное и значимое научное обобщение по новейшей геологии и палеогеографии Армении. Работа, несомненно, вызовет большой читательский интерес у специалистов. Ее можно рекомендовать для использования при научных и производственных работах, в учебном процессе и в виде фактологического обоснования долгосрочного геоэкологического прогноза, а также – всем лицам, интересующимся развитием природы Армении.

Доктор географических наук,  
профессор географического  
факультета МГУ им.М.В.Ломоносова

А. А. СВИТОЧ

*“...изучение развития природы в прошлом –  
ключ к пониманию ее современного  
облика и прогнозирования в будущем.”*

Академик К.К.Марков

## ВВЕДЕНИЕ

В геологической истории Армении четко выделяется последняя, новейшая, стадия ее развития, которая началась около 10 млн. лет назад в позднем сармате и продолжается до современности. С новейшей стадией связаны интенсивные тектонические процессы, сопровождавшиеся наземным вулканализмом, сформировавшие современный рельеф. Горное сооружение Малого Кавказа, созданное в основном новейшими орогеническими движениями, отличается значительной сложностью строения и четкой связью между тектоническими структурами и рельефом. К межгорным впадинам области приурочены уникальные для Южного Кавказа разрезы плиоценовых и четвертичных отложений, являющиеся опорными для корреляции аналогичных по возрасту отложений сопредельных регионов.

Армения является характерной областью развития верхнемиоценовых морских, плиоценовых и четвертичных континентальных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород, интенсивного проявления новейших тектонических движений, вулканализма и горного оледенения. Ее современная природа является частью позднемиоцен-плиоценовой и четвертичной природной среды. Этот этап ее геологической истории оставил многочисленные, хорошо сохранившиеся следы на территории республики, многие из которых являются уникальными и не имеют аналогов в других регионах.

Новейшие (неоген-четвертичные) отложения Армении стали изучаться с начала XIX века, попутно с общими геологическими исследованиями, и в течение почти полувека носили описательный характер. Впервые их детально описал Г.Абих (1840-1880 гг.). Значительный вклад в их изучение внес К.Н.Паффенгольц (1922-1964гг.), которым, при участии В.П.Ренгардена, А.Л Рейнгарда и

Г.Ф.Мирчинка, впервые была разработана стратиграфическая схема новейшего геологического этапа всего Кавказа. С 1927 по 1933 гг. комплексные исследования в Армении выполнены экспедицией Ф.Ю.Левинсона-Лессинга, результатом которых явились сводки, где наряду с различными вопросами новейшей геологии Севанской впадины большое место уделено проблеме осадконакопления в озере Севан. Наиболее примечательно сводное монографическое исследование Л.А.Варданянца (1948, б) плеистоценовой истории Кавказско-Черноморско-Каспийской области, в том числе и Армении. В работах более позднего периода Л.А.Авакяна, А.Т.Асланяна, С.П.Бальяна, Л.А.Варданянца, А.А.Габриеляна, Н.В.Думитрашко, К.И.Казаковой, С.С.Кузнецова, Е.Е.Милановского, С.Г.Саркисяна, Г.П.Симоняна, М.А.Сатиана, Ю.В.Саядяна и других авторов получили дальнейшее развитие различные вопросы неоген-четвертичной стратиграфии, осадконакопления, геоморфологии, неотектоники, фауны, древнего оледенения, истории развития рельефа, вулканизма, палеогеографии. Этими работами были заложены основные представления о новейшей геологической истории Армении. В данной работе они дополнены результатами существенно новых комплексных исследований, проведенных автором.

Необходимым методическим приемом при этих исследованиях явился сопряженный (комплексный) палеогеографический анализ, предложенный академиком К.К.Марковым (Марков, Зорин, 1967; Марков и др. 1976; Каплин, Свитеч, 1987). Суть методического приема заключается в применении аналитических (частных) методов, поставляющих фактический материал, и синтетических (общих), при помощи которых осмысливается совокупный аналитический результат. Такой методический подход обеспечил взаимный контроль одних методов другими в изучении разрезов новейших отложений разных межгорных впадин, их корреляцию между собой, а также корреляцию с общепринятыми разрезами морских отложений Каспия. Работа построена на одном из самых информативных приемов изучения стратиграфии и палеогеографии новейших отложений – на изучении опорных разрезов. Этот прием предложен,

теоретически обоснован и разработан К.К.Марковым и его последователями (Марков, Зорин, 1967). В работе для стратиграфического расчленения отложений использованы различные палеобиологические методы, среди которых основой палеонтологического анализа явились малако- и микрофаунистический, макрофаунистический (крупные млекопитающие). Для стратиграфического расчленения отложений и восстановления климатов и ландшафтов отдельных эпох в качестве одного из основных методов был применен спорово-пыльцевой анализ. При этом учитывалось, что флора чутко реагирует на изменения климата и может служить важным индикатором изменений климатических условий. С этой позиции использованы также находки различных растительных макроостатков. Другим важным методом для стратиграфических и палеографических построений явился диатомовый анализ. Результаты последнего позволили выявить экологические группы диатомей, характеризующие лимнические условия древних озерных водоемов.

Все данные лабораторных исследований наших образцов и проб интерпретированы и осмыслены автором.

При палеографических построениях также учитывалась и литологическая основа, что способствовало решению трех основных задач: а) фациально-генетическому разграничению отложений, б) стратиграфическому расчленению и корреляции разрезов, в) палеогеографической реконструкции циклов осадконакопления.

Геоморфологический анализ позволил характеризовать макро- и микроформы рельефа и выделить четыре яруса рельефа.

В основу стратиграфии верхнего миоцена и плиоцена положена новая шкала неогена Восточного Паратетиса (Чумаков, 1993; Berggren et al., 1995; Materials of Symposium..., 1996; Neogene Stratigraphy..., 1996; Невесская и др., 2003), где сарматский региоярус датируется 13,7-9,3 млн. лет, мэотический региоярус—9,3-7,0 млн. лет, а понтийский региоярус из нижнего плиоцена переведен в верхний региоярус верхнего миоцена и датируется от 7,0 до 5,3 млн. лет. Нижний плиоцен представлен киммерийским региоярусом с возрастом 5,3-3,4 млн. лет, верхний плиоцен — акчагыльским региоярусом



с датами 3,4-1,8 млн. лет. Киммерийский региоярус Черноморского бассейна примерно соответствует времени накопления продуктивной толщи Апшеронского полуострова и подразделяется на два подъяруса: нижний и верхний. Нижний залегает на понте несогласно, перекрыт бабаджанским горизонтом или “свитой перерыва”, а верхний – балаханская свита перекрыта сабучинской свитой. Последняя, в свою очередь, перекрывается отложениями сурханской свиты (Стратиграфический словарь СССР. 1982). Верхний плиоцен по новой схеме имеет два звена – нижнее и верхнее (Стратиграфия СССР. Четвертичная система. 1982, 1984) и охватывает время от 3,4 до 1,8 млн. лет (Чумаков, 1993).

Четвертичная система, в соответствии с новой Схемой стратиграфических подразделений, принятой Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК) 4 апреля 2007 г., подразделяется на плейстоцен (1,6-0,01 млн. лет) и голоцен (Алексеев и др., 1997). Плейстоцен, в свою очередь, подразделяется на эоплейстоцен и неоплейстоцен. Эоплейстоцен или апшеронский региоярус нижнего раздела (подотдела) четвертичной системы также подразделяется на нижнее и верхнее звено, охватывающее время от 1,6 до 0,8 млн. лет; неоплейстоцен подразделяется на три звена – нижнее (0,8-0,4 млн. лет), среднее (0,4-0,13 млн. лет) и верхнее (0,13-0,01 млн. лет). В качестве нижней границы четвертичной системы в монографии принята граница, установленная в стратотипическом разрезе Врике (Италия, Калабрия) на хроностратиграфическом уровне 1,8 млн. лет и принятая решением МСК России (Невесская и др., 2003).

Учитывая, что в Армении морские четвертичные отложения отсутствуют, а ее речная сеть принадлежит Каспийскому морю, в работе принятая Каспийская схема стратиграфии плейстоцена и голоцена, которая является одной из самых стратиграфически обоснованных в Евразии. Схема создавалась многими крупнейшими исследователями, начиная с Н.И.Андрусова, и постоянно дополнялась биостратиграфическим материалом, а также другими аналитическими данными. Наиболее полно эта схема представлена в последних трудах А.А.Свиточа (1998, 2002) и его соавторов.. В работе понятия и терм-

ины даны в соответствии с Стратиграфическим кодексом МСК России (2006), терминология по плиоценовым и четвертичным осадочным отложениям дана по Е.В.Шанцеру (1966), вулканических, вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород – по В.И.Влодавцу (1984), Е.Ф. Малееву (1980) и книге “Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород”(1970). Названия плиоцен-четвертичных вулканических пород даны по приведенной в книге литературе и документации буровых скважин, а также по К.И. Карапетяну, любезно изучившему предоставленные ему образцы.

Изучение опорного разреза Ширакской впадины проводилось под руководством академика К.К.Маркова, к которому я отношусь с глубочайшей признательностью. Выражаю также свою искреннюю благодарность сотрудникам Лаборатории новейших отложений и палеогеографии географического факультета МГУ: Н.С.Соколовой, Н.Г.Заикиной, З.В. Алешинской, Е.И.Поляковой (Рябовой), а также кафедры исторической и региональной геологии (ныне – геологии России) геологического факультета МГУ – Л.Г.Пирумовой и Н.О. Рыбаковой, которые на протяжении долгих лет постоянно сотрудничали со мной и оказывали содействие в выполнении анализов в лабораториях МГУ. Выражаю свою особую благодарность академику РАН Е.Е. Милановскому и профессору А.В.Кожевникову, с которыми имел честь постоянно общаться, работать в поле, получать консультации, ценные советы и совместно публиковаться. Благодарю также всех тех специалистов, которые определяли фауну и растительные остатки, приведенные в монографии. В процессе работы мне приходилось общаться и получать ценные советы от многих известных советских и российских специалистов, ученых дальнего зарубежья, которым также приношу свою благодарность. Выражаю мою искреннюю признательность академикам НАН РА: А.Т. Асланяну, А.А.Габриеляну, К.Н.Паффенгольцу, чьими консультациями и советами я пользовался постоянно. Благодарю всех сотрудников Института геологических наук НАН РА, помогавших мне в выполнении лабораторных анализов, советами и консультациями, а также всех, кто помог мне в оформлении монографии.

Особую благодарность выражаю академику РАН Е.Е.Милановскому, академику НАН РА Р.Т.Джрабашяну, докторам наук: П.Г.Алояну, В.Р.Бойнагряну, О.А.Саркисяну и М.А.Сатиану, прочитавшим монографию в рукописи и сделавшим ценные замечания и предложения. Выражаю искреннюю признательность профессорам С.А.Лаухину и А.А.Свиточу, взявшим на себя труд редактирования монографии.

## **РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ** **ОПИСАНИЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ**

Под термином “опорный разрез” следует понимать один или серию наиболее представительных естественных (искусственных) обнажений или буровых скважин новейших образований конкретного района (участка, региона), дополняющих друг друга и несущих весьма полную информацию об объектах исследований (Стратиграфический кодекс МСК,2006). Изучена система опорных разрезов Ширакской, Севанской, Ааратской, Воротан-Акеринских и Памбакских межгорных впадин (Саядян, 2006,а).

При выборе разрезов для изучения указанных межгорных впадин было отдано предпочтение таким из них, в которых естественные, иногда искусственные обнажения и глубокие буровые скважины вскрывают толщи миоценовых, плиоценовых и четвертичных отложений мощностью свыше 2000м. Все изученные разрезы впадин дополняют друг друга и взаимно стратиграфически и палеогеографически увязываются. Результаты исследований некоторых разрезов были использованы при построении Региональной корреляционной стратиграфической схемы четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа, утвержденной МСК СССР и опубликованной (Кожевников и др. 1977; Кожевников, Милановский, 1984).

Изучение опорных разрезов нельзя считать законченным, ряд вопросов остается дискуссионным. Это положение неизбежно и оно отражено в тексте монографии.

## **Глава 1. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ШИРАКСКОЙ ВПАДИНЫ**

### **1.1. История изучения и геологическое строение**

Первые детальные исследования по геологии, стратиграфии и тектонике Ширакской впадины проводились К.Н.Паффенгольцем (1948), А.Т.Асланяном (1958), А.А.Габриеляном (1964), К.Н.Паффенгольцем и Тер-Месропяном (1964), затем О.А.Саркисяном (1966) и др. Особую ценность для четвертичной геологии представляет монографическое описание Л.А.Авакяном (1959) фауны крупных млекопитающих, обнаруженных в верхней части озерно-аллювиальных отложений Ширакской впадины.

Наиболее древними породами Ширакской впадины, слагающими его фундамент, по данным К.Н.Паффенгольца (1948), К.Н.Паффенгольца и Г.Т.Тер-Месропяна (1964), являются интенсивно дислокированные кристаллические сланцы верхнего протерозоя-нижнего палеозоя Цахкуньяцкого антиклиниория, вскрытые буровой скважиной, заложенной у железнодорожной станции Ани. По данным В.А.Агамаляна (1998), основанным на рубидий-стронциевых определениях абсолютного возраста, кристаллический фундамент Армении относится к среднему-верхнему протерозою. Выше по разрезу, согласно А.Т.Асланяну (1958) и В.Т.Акопяну (1970), на Ширакском хребте (в районе сёл Кармракар и Кети), в верховьях р.Ахурян распространены отложения офиолитовой серии верхней юры и нижнего мела, в нижней части представленные песчаниками, алевролитами, глинами и известняками с прослями и линзами туфов, датируемые туроном-коньяком. Выше располагаются известняки, мергели, песчаники, конгломераты и пирокласты сенона (сантон-маастрихт).

Следующими по возрасту являются палеогеновые образования, широко развитые также в Ширакском хребте. По данным А.А.Габриеляна (1964) и О.А.Саркисяна (1966), к нижнему эоцену относится нижняя часть флишоидных отложений – лусахпюрская свита. В пределах этого хребта О.А.Саркисяном выделяется ширакская свита, представленная туфогенными отложениями флишоидного типа,

относимая к среднему эоцену; свита широко развита в пределах Севано-Ширакского синклиниория – в восточной и западной частях Памбакского хребта, в Севанском и Аргунийском хребтах, на склоне Базумского хребта, в бассейне р. Марц и в других местах.

Отложения верхнего эоцена здесь отсутствуют. А.Т.Асланян (1958) и др. в пределах Ширакского хребта отмечают интрузивные образования двух возрастных групп: офиолиты, приуроченные исключительно к меловым отложениям, и диориты, относящиеся к эоценовой толще. Наиболее молодые (верхний миоцен-четвертичные) отложения слагают верхнюю часть разреза Ширакской впадины (рис.1,2,6).

## 1.2. Стратиграфия

### Неогеновая система

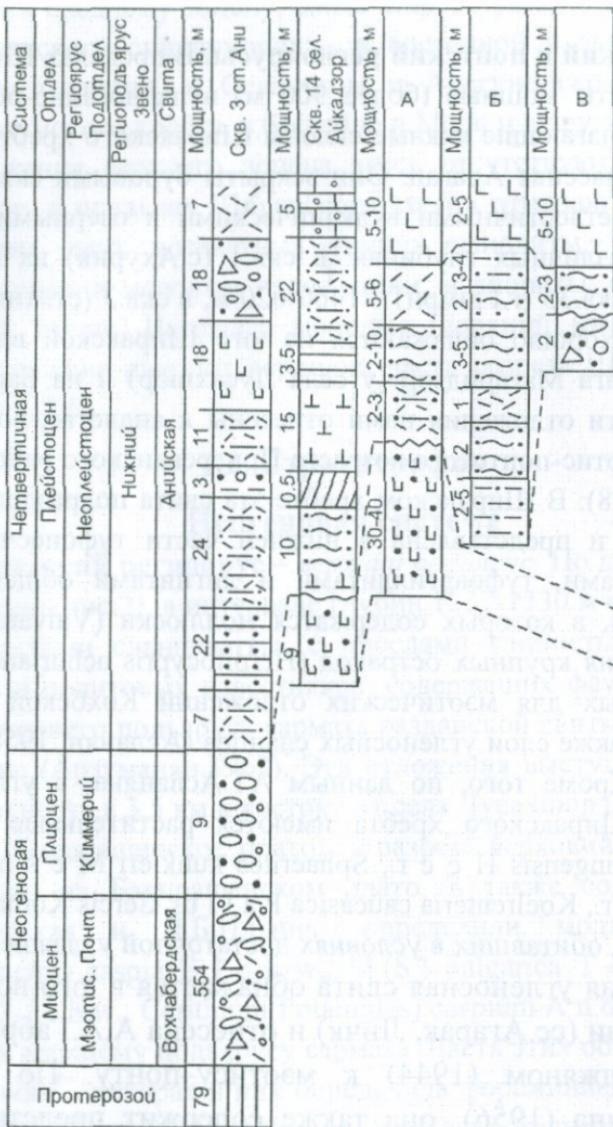
**Сарматский регионарус – верхний подъярус.** По данным скв. 1, у села Ахурик (рис.2), в интервале глубин 1237-1330 м вскрыты глины серые, местами сланцеватые, с прослойками глинистых песчаников, мергелей и оолитовых известняков, содержащих фауну, сходную с фауной верхнего подъяруса сармата разданской свиты Приереванского района (Арзуманян, 1962). Эти отложения выступают на дневную поверхность в 3,5 км к востоку от села Лусахпюр (юг Ширакской впадины, Барцашенское плато), в разрезе верховий оврага у села Магаридзор на Барцашенском плато, и также содержат фауну. Л.А. Невесская и Л.Б. Ильина\* определили моллюски *Mactra (Sarmatimctra) caspia E I c h w.*, *M.(S.) bulgarica T o u l a.*, *M.(S.) podolica E I c h w.*, *Cerithium(Potamides) caspium A n d r u s.*, которые отнесли к верхнему подъярусу сармата. Часть этих образцов изучила С.А. Бубикян\*\*, которая в них определила фораминиферы *Miliolidae*, *Ratalia*, *Elphidium*, *Qoelacanthia* sp., а также остракоды *Cyprideis* sp., *Leptocythere* sp., относимые к сармату. Все это дает основание глинистые отложения Барцашенского плато считать аналогами разданской свиты.

\* Палеонтологический институт РАН

\*\* ИГН НАН РА

**Мэотический и понтский региоярусы.** В пределах Ширакской впадины развиты мощные (более 900 м) вулканогенно-осадочные образования, слагающие южные склоны Ширакского хребта и западные склоны массива Арагац. Они вскрыты буровыми скважинами под плиоцен-четвертичными вулканическими и озерными образованиями на различных глубинах: в скв.1 (с.Ахурик) на глубинах 1338-420 м, в скв.35 (г.Гюмри) – 1460-620 м, в скв.3 (ст.Ани) – 673-119м (рис.1); хорошо обнажаются на юге Ширакской впадины в верховьях оврага Магаридзор (у села Лусахпюр) и на Барцрашенском плато. Эти отложения нами отнесены к аналогам вохчабердской свиты мэотис-понтского возраста Приереванского района (Асратян и др., 1978). В Ширакском хребте эта свита подразделяется на две подсвиты и представлена в нижней части туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и лигнитами общей мощностью 40-50 м, в которых содержатся моллюски (*Valvata*) и массивные скопления крупных остракод (*Hergitocyparis achurjanensis* B и b.), характерных для мэотических отложений Кохбской мульды, содержащих также слои угленосных сланцев (Асланян, 1958; Габриелян, 1964). Кроме того, по данным А.Т.Асланяна, в угленосных отложениях Ширакского хребта имеются растительные остатки: *Phragmites oeningensis* H e e r., *Sphaerites kunkleri* M e s h., *Myrica hakeaeifolia* S a r., *Koelreuteria caucasica* P a l I b., *Cercis Komarovii* P a l I b. – растений, обитавших в условиях достаточной увлажненности.

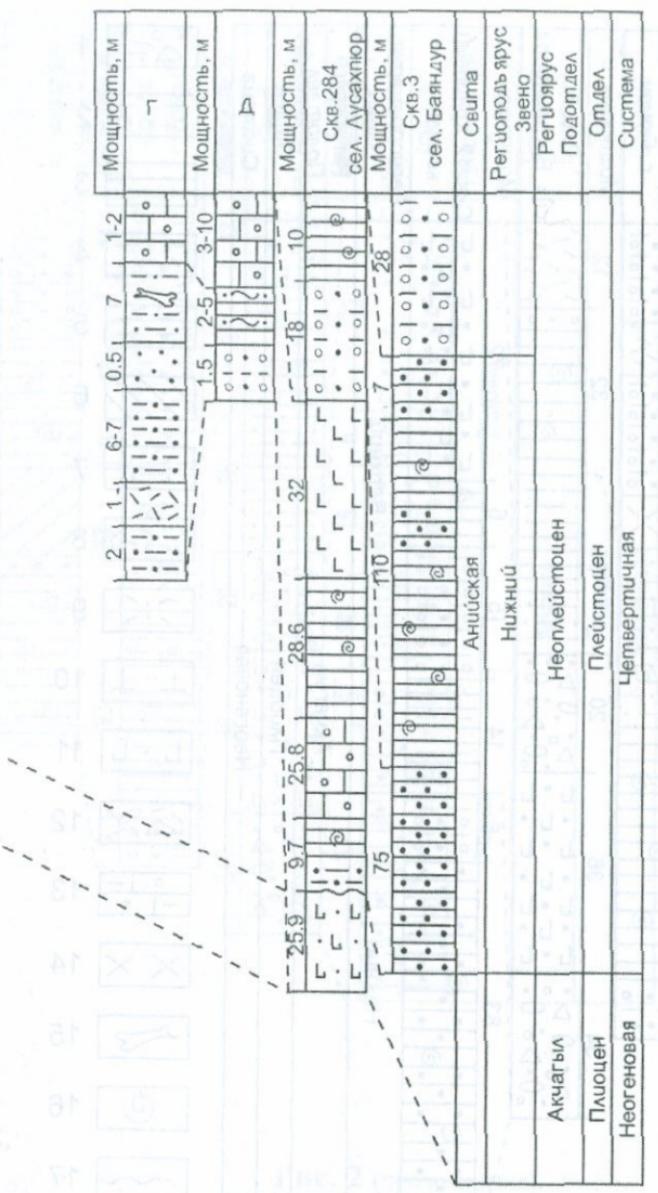
Мегринская угленосная свита обнажается в юго-восточной части Армении (сс.Агарак, Личк) и отнесена А.А.Габриеляном и А.Л.Тахтаджяном (1944) к мэотису-понту. По данным А.Л.Тахтаджяна (1956), она также содержит представителей влаголюбивых, в основном, вечнозеленых растений: *Cinnamomum lanceolatum* (Ung.) H e e r., *Laurocerasus officinalis* Rem., *Celtis cf. glabrata* S t e v., *Quercus ilex* L., *Acer pseudoplatanus* L.,



**Рис.1.** Схема корреляции разрезов скважин и обнажений южной части Ширакской впадины.

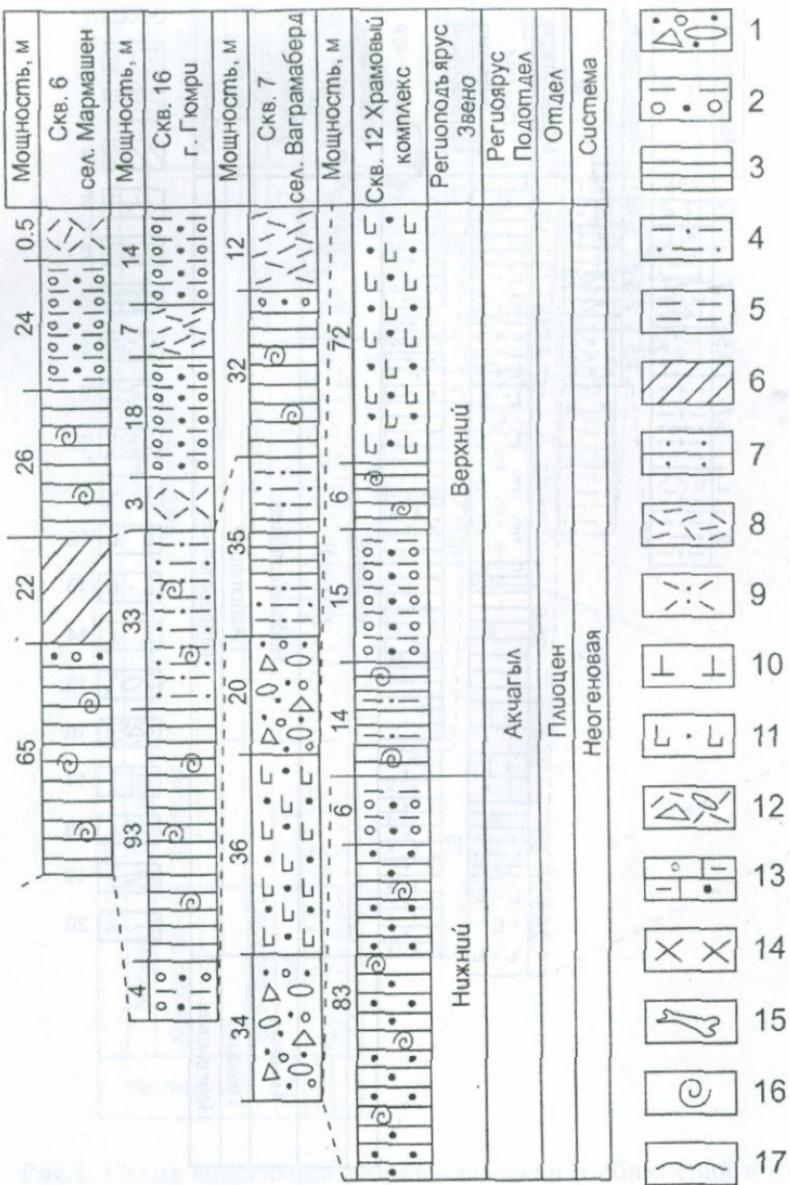
Обнажения: А- у пос. Анипемза; Б- в 1км к ЮЗ от ст. Ани; В- у ст. Багрован; Г- в 500 м к СЗ от сел. Айкадзор; Д- в 200 м к ЮВ от села

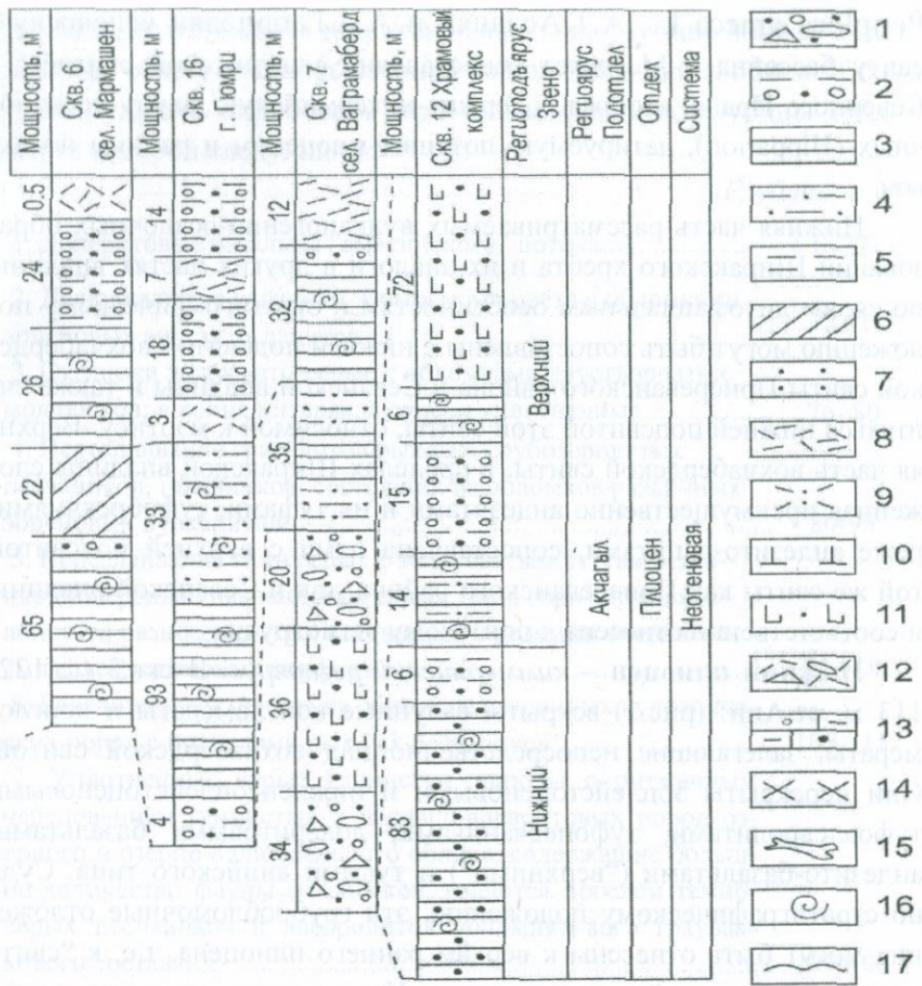
Исаакян. 1-песок, гравий, галька, дресва, щебень; 2-суглинок, супесь, песок, гравий, галька; 3-глина; 4-диатомит; 5-глино-алеврит; 6-глина, песок, гравий; 7-туф известковый с включениями редкой гальки; 8-туф пемзовый ("анийский тип"); 9-пемза, пемзовый песок и пепел.



**Рис. 1 (продолжение).**

10-туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники (слаболитифицированные); 11-базальты; 12-долериты ("верхние"); 13- долериты ("нижние"); 14-лавы различных потоков; 15-валунные конгломераты, конгломераты; 16-туфобрекции, туфоконгломераты, туфогравелиты; 17-кристаллические сланцы; 18-раковины моллюсков, микрофауна; 19-остатки костей млекопитающих; 20-стратиграфическое несогласие.





**Рис. 2 (продолжение).**

ий (“еревано-ленинаканский тип”); 9-песок туфовый; 10-лавы различных потоков; 11-долериты “амасийского потока” (“нижние”); 12-туфобрекции, туфоконгломераты, туфогравелиты; 13-глины, мергели, оолитовые известняки, песчаники; 14-грано-диориты; 15-остатки костей млекопитающих; 16-раковины моллюсков; 17-стратиграфический перерыв.

*Periploca graeca* L. А.Т.Асланян и А.А.Габриелян угленосную свиту бассейна р.Мегригет сопоставляют с лигнитовой свитой Северного Ирана, которая содержит пикермийскую фауну позвоночных (*Hipparrion*), датируемую поздним миоценом и ранним плиоценом.

Нижняя часть рассматриваемых вулканогенно-осадочных образований Ширакского хребта и их аналоги в других частях впадины по своим литофацальным особенностям и стратиграфическому положению могут быть сопоставлены с нижней подсвитой вохчабердской свиты Приереванского района и Севанской впадины и также считаться нижней подсвитой этой свиты, относимой к мэотису. Верхняя часть вохчабердской свиты, в пределах Ширакской впадины сложенная преимущественно андезитами и их туфами, туфобрекчиями, реже андезито-дацитами, сопоставлена нами с верхней подсвитой той же свиты как Приереванского района, так и Севанской впадины и соответственно отнесена к понтскому региоярусу.

**Нижний плиоцен – киммерийский региоярус.** В скв.3 (гл.122-113 м, ст.Ани) (рис.1) вскрыты валунные конгломераты и конгломераты, залегающие непосредственно над вохчабердской свитой. Они перекрыты эоплейстоценовыми и нижненеоплейстоценовыми туфоалевролитами, туфопесчаниками, долеритовыми базальтами, андезито-базальтами (“верхними”) и туфами анийского типа. Судя по стратиграфическому положению, эти грубообломочные отложения могут быть отнесены к верхам раннего плиоцена, т.е. к “свите перерыва” киммерийского региояруса Каспия (предакчагыльская эпоха).

**Верхний плиоцен – акчагыльский региоярус.** В долине р.Ахурян у храмового комплекса села Мармрашен на так называемом “амасийском” потоке долеритовых базальтов “Армгеология” заложила скв.12, которая прошла 320 м, вскрыв вначале долериты до глубины 72 м, затем осадочные отложения озерного облика. Ранее пробуренная скв.11 в том же районе храмового комплекса прошла по этим осадочным отложениям до глубины 620 м. Другая скв.35 (г.Гюмри) на этой глубине вошла в мэотис-понтские вулканогенно-осадочные отложения вохчабердской свиты и прошла по ним до

глубины 1460 м, а затем вскрыла среднеэоценовые флишоидные туфогенные отложения ширакской свиты на глубине 3000 м\*. Таким образом, общая мощность озерной толщи здесь около 550 м. К сожалению, удалось опробовать керн только скв.12 до глубины 198,0 м, разрез которой следующий:

*Глубина в м*

1. Долеритовые базальты “амасийского” потока.....	0-72.
2. Делювиальные суглинки желтобурые цвета с обломками эоценовых андезито-дацитов.....	72-76
3. Суглинки желтовато-серые с обломками двустворчатых моллюсков; в конце интервала супеси уплотненные .....	76- 80
4. Переслаивание гравелитов рыхлых, грубозернистых песчаников, галечников, состоящих из обломков различных эоценовых вулканитов .....	80-95
5. Переслаивание глин серых с зеленоватым оттенком, то-нкодисперсных; песчанистых серых глин, горизонтально-слоистых; разнозернистых песчаников с редкими включениями галек эоценовых порфиритов.....	95-109
6. Галечники, состоящие из обломков различных вулканических пород с порослями рыхлых песчаников .....	109-115
7. Уплотненные серые глинистые породы с ритмичным чередованием глинистых и песчано-алевритовых пород озера и озерно-аллювиального облика, содержащие большое количество фауны моллюсков; имеются прослои темно-серых песчаников и алевролитов полимиктового грауваккового состава.....	109-198

Эти озерные отложения по керну скв.12 содержат моллюски акчагыльского облика Каспийского бассейна, среди которых Н.Н.Акрамовский\*\* в интервале глубин 198-115 м определил типично акчагыльские формы: *Cardium (Cerastoderma) dombra A n d r u s.*, *C.*

\* Данные бурения любезно предоставил Э.Х.Харазян.

\*\* Институт зоологии НАН РА.

(*Avicardium*) nikitini A n d r u s., C.(Av.) radiiferum A n d r u s., *Potamides caspium* A n d r u s., являющиеся руководящими для нижнего акчагыла, в интервале глубин 80-76 м – *Cardium dombra* (*Cerastoderma*) dombra A n d r u s., *Mactra* (*Avimactra*) subcaspia A n d r u s., *Micromelania eldarica* K o l e s., а также дрейссены, гастроподы, униониды, валваты, характерные для позднего акчагыла Каспийского бассейна.

Спорово-пыльцевой анализ образцов из керна скв.12 (выполнила З.В.Алешинская) показал, что в отложениях на глубине 188-115 м, характеризующих ранний акчагыл, содержится пыльца таких сравнительно влаголюбивых и теплолюбивых растений как бук, дуб, клен, липа, каштан, дзельква, плющ, лавровишня. Отмечается примесь сухолюбивых (можжевельник, гранатник, кизильник, терн, шиповник и др.). То есть ландшафт Ширакского региона в раннем акчагыле представлял собой смешанный лес теплоумеренного климата с жарким и довольно сухим летом, мягкой зимой. Видимо, участки лесов в долинах рек и на низменностях сменялись степными пространствами на водоразделах. Выше по разрезу на глубине 115-76м уменьшается роль широколиственных пород, появляются сосны и березы, что указывает на сильную гумидизацию и похолодание климата в конце позднего акчагыла.

Таким образом, глинистые отложения озерной толщи, вскрытые скв.12 в интервале 198-115 м, относятся к нижнему акчагылу и характеризуют ландшафтную обстановку теплоумеренных смешанных лесов. Такая ландшафтная обстановка могла существовать при низменном рельефе Ширакской впадины, окруженной невысокими горными хребтами, позволяющими свободный влагообмен во всем Южном Кавказе, а следовательно, и с близкими ландшафтными условиями в отдельных регионах. Судя по литофациальным особенностям отложений интервала глубин 115-76 м, можно предположить, что они сформировались в эпоху регрессии Каспия, разделяющей раннюю и позднюю части акчагыльской трансгрессии. Выше по разрезу до глубины 76 м отмечаются следы существенного похолодания, характерного для конца акчагыла Каспийского

региона, начало которого соответствует времени инверсии Гаусс-Матуяма (2,4 млн. лет) (Зубаков, 1990).

Нижние слои озерной толщи до глубины 620 м могут быть отнесены к раннему акчагылу. Значительная мощность всей озерной толщи (более 550 м) говорит о длительном существовании озерного режима в данной области. Озеро, вероятно, было запрудного или запрудно-тектонического происхождения, довольно крупное и образовалось в предакчагыльских глубоких зразионных долинах, а возможно, и в тектонической депрессии с самого начала акчагыла. Стало быть, формирование озерной толщи происходило на протяжении почти всего акчагыла.

На поверхности рассматриваемых глинистых отложений в районе села Капс и далее вверх по ущелью р.Ахурян до г.Амасия фрагментарно обнажаются несколько потоков долеритов и андезито-базальтов (так называемых “нижних – амасийских”). В районе села Капс эти лавы уходят под нижне- средненеоплейстоценовую озерную толщу. Затем они снова появляются в ущелье р.Ахурян. На юге впадины, в районе с.Анипемза, Харков, Айкадзор, Джрапи они также состоят из нескольких потоков и слагают основание массива Арагац. Здесь они перекрыты свитой анийских пирокластов (туфы, пемза и др.), переслаивающихся с глинистыми озерными отложениями и “верхними” долеритами, слагающими низы анийской свиты озерной толщи раннего неоплейстоцена. Намагниченность “нижних” лав здесь обратная, а “верхних” – прямая\*. Эти “нижние” лавы являются нижней составной частью единого покрова новейших вулканических образований раннеплиоценового возраста, слагают обширные территории в пределах Армянского нагорья. Радиометрическое (K-Ar) определение по Приереванскому району показало цифру  $2,47 \pm 0,17$  млн. лет (Балог Кадош и др., 1990).

К акчагылу относятся и почвы, погребенные под долеритами “амасийского” потока, обнаруженные у с. Капс и Бандиван (рис.3) (Саядян, 1968). Эти погребенные почвы имеют красновато-желтый

\* Определения выполнили Ц.Г.Акопян и А. Мангоян (Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР).

оттенок, причем ближе к подошве перекрывающих лав они более красноватые, а ниже — оттенок постепенно сливается с желтым и переходит в него. Такой оттенок, вероятно, появился после излияния лав, обжегших их верхние слои. Под влиянием температуры изменили свою первоначальную окраску почти все почвенные горизонты, за исключением, пожалуй, только горизонта "С," который находился на значительном расстоянии от подошвы лавового покрова\*. Этот горизонт имеет бурый, иногда буровато-палевый цвет и содержит много мелких обломков пород. Наблюдается выделение карбонатов кальция. Почти все почвенные горизонты лишены макроструктуры, что, по всей вероятности, можно объяснить давлением мощной толщи лав, перекрывающих погребенные почвы.

Современное почвоведение позволяет определить тип, класс, вид и даже разновидность погребенных почв и тем самым сделать вывод о палеогеографической обстановке времени их формирования, но, на наш взгляд, погребенные непосредственно под лавами почвы настолько изменены, что почти невозможно восстановить их первоначальную природу.

Тем не менее, результаты некоторых анализов\*\* этих погребенных почв в сравнении с современными почвами Ширакской впадины обнаружили весьма незначительное содержание гумуса (0,15-0,26%). Несколько образцов, изученных на предмет содержания пыльцы и спор (аналитик Н.С.Соколова), дали отрицательные результаты. Все это, вероятно, связано с термическим воздействием раскаленной лавы. Обращает на себя внимание сравнительно большое количество гигроскопической воды (до 5,91%), что, возможно, связано с некоторой глинистостью почв. Количество  $\text{CO}_2$  в горизонте "А" для современной и погребенной почв почти одинаково (0,13-0,16%), а с глубиной в погребенных почвах оно уменьшается. Следует отметить, что в современных почвах Ширакской впадины

\* Почвенные горизонты различаются с большим трудом и выделены весьма условно.

\*\* Анализы выполнены в Институте виноделия и виноградарства Министерства сельского хозяйства Арм ССР.

наблюдается обратная картина – с глубиной количество CO<sub>2</sub> возрастает и доходит до 14% (Мириманян, 1940). Реакция погребенных почв колеблется от нейтральной до слабощелочной. Валовый ан-

	2	0.5	25	3 - 4	Мощность, м
Виды почв	0 △• 0	//	□ • □	\ /	Разрез у сел. Канс
• • 0 •	==	==	• □ •	□ • □	
△ 0 • △	==	==	• □ •	□ • □	

	2 - 3	30 - 40	Мощность, м
Виды почв	//	□ • □ • □	Разрез в 1 км к СЗ от сел. Бандиван
3 - 5	==	==	
	====	====	

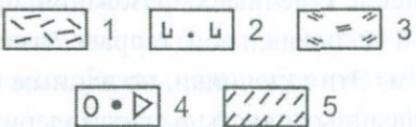


Рис. 3. Разрезы почв, погребенных под долеритами “амасийского потока” в Ширакской впадине.

1-туф вулканический (“еревано-ленинаканский тип”); 2-долериты; 3-погребенные почвы; 4-песок, гравий, галька, щебень (пролювиально-делювиальные); 5-горючие сланцы.

ализ погребенных почв показывает сравнительно высокое содержание кремнезема в горизонте “A”, что указывает на более интенсивные, чем в современных почвах, почвообразовательные процессы в прошлом. Количество полуторных окислов у погребенных и современных почв почти одинаково. Потери при прокаливании невелики. Данные механического анализа показывают относительно большое содержание пылеватых и илистых частиц, что дает возможность погребенные почвы причислить к типу тяжелых суглинистых.

Таким образом, погребенные под акчагыльскими долеритами почвы отличаются более усиленными почвообразующими процессами, чем современные, а, следовательно, более влажными климатическими условиями в период их формирования, т.е. формировались они во время позднеакчагыльского увлажнения и похолодания данной области.

## Четвертичная система

**Эоплейстоцен** – ашеронский региоярус. На южном склоне Ширакского хребта и у села Меграшат широко распространены ашеронские галечные образования, приуроченные ныне к деформированной аллювиальной террасе, имеющей относительную высоту 170-180 м. Эти галечники, по данным буровых скважин, залегают на вышеописанных акчагыльских долеритах и перекрываются ранненеоплейстоценовыми озерными отложениями. По петрографическому составу они полимиктовые и, что очень важно, содержат обломки подстилающих их долеритов. На поверхности обсуждаемых галечников в 2,5 км к северо-западу от села Ширак А.Т.Асланян (1956) открыл стоянку раннего палеолита с многочисленным скоплением каменных орудий.

На Джаджурском перевале сохранился фрагмент “висячей” долины с “россыпью хорошо окатанной гальки”, которую Е.Е.Милановский (1962, б) относит к древней продольной долине, некогда соединяющей Памбакскую впадину с Ширакской. Эта деформированная ашеронская терраса близширотного направления в Ширакской впадине является частью 170-180- метрового уровня галечных наклонных равнин и террас речных систем Аракса и Куры, относимых к эпохе сильного похолодания, которое имело место в конце ашеронского времени. Озерные осадки эоплейстоцена, вероятно, залегают в Ширакской впадине, но они нигде не обнажаются и в скважинах не зафиксированы. Другие генетические типы эоплейстоценовых образований не поддаются стратиграфическому расчленению.

Следует отметить, что, по данным Г.М.Майсурадзе (1998), базальтовые лавы Цалка-Ахалкалакского плато, являющиеся составной частью разреза новейших вулканических образований Армянского вулканического нагорья, также содержат потоки долеритов “нижних” и “верхних”, разделенных межлавовыми озерными отложениями с эоплейстоценовой фауной млекопитающих и палеомагнитными характеристиками верхов субзоны Олдувей – низов нижнего эоплейстоцена.

**Неоплейстоцен.** Неоплейстоценовые образования, заполняющие дно Ширакской впадины, являются уникальными для Армении как по разнообразию литофацальных особенностей, обилию фаунистических и флористических остатков, так и по географическому положению, где исключительно благоприятно сочетаются отложения с вулканическими образованиями вулкана Арагац, на которых сохранились следы древнего оледенения. Разрез этих образований изучен достаточно детально, и он является опорным для стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода Южного Кавказа (Саядян, 1969). В этом комплексе отложений важное значение для стратиграфии и палеогеографии имеют озерные и озерно-аллювиальные отложения нижнего и среднего звена неоплейстоцена. Мощность их около 300 м. Они слагают одноименную аккумулятивную равнину. Обсуждаемые отложения представлены чередующимися слоями зеленовато-серых глин, диатомитов, суглинков, супесей, песков, частично вулканомиктового происхождения, иногда с переслаиванием лавовых и туфовых потоков (рис.1,2 ).

По литофацальным особенностям озерная толща Ширакской впадины подразделяется на три комплекса отложений: нижний – озерно-аллювиальный, мощностью до 150 м, средний – озерный, мощностью около 130 м, и верхний – озерно-аллювиальный, мощностью около 35 м.

Нижний озерно-аллювиальный комплекс сложен чередующимися слоями глин, суглинков, супесей, слаболитифицированных глинистых песчаников, туфопесчаников, песков, гравелитов и галечников. Средний – озерный комплекс отложений представлен в основном хорошо отсортированными слоями глин, согласно и почти горизонтально налегающими на нижний комплекс. В некоторых слоях глины хорошо отмучены, но большинство из них содержит примесь алевритового, реже песчаного материала. Отложения верхнего озерно-аллювиального комплекса очень похожи на отложения нижнего комплекса пород. Косослоистое строение отложений этих двух комплексов указывает на их связь с текущими водами. Все три комплекса отложений характеризуют три различные стадии

развития древнего Ширакского озера. Туфы, как правило, залегают в низах и верхах озерной толщи. На юге Ширакской впадины, непосредственно на “нижних” долеритах залегают низы нижнего озерно-аллювиального комплекса, в который вложены покровы “верхних” долеритов, розовые пемзовые туфы и пеплы Анийского плато.

По литостратиграфическим и биостратиграфическим показателям озерная толща Ширакской впадины подразделяется на две свиты: анийскую (ранний неоплейстоцен) мощностью около 250 м и арапийскую (средний неоплейстоцен) мощностью около 75 м.

**Нижнее звено – бакинский горизонт.** К анийской свите относятся озерно-аллювиальные отложения нижнего комплекса и большая часть отложений озерного комплекса, сложенных различными глинисто-алевритовыми, песчано-гравелисто-галечными и, в подчиненном количестве, вулканогенно-осадочными и карбонатными (известковые туфы) отложениями. В верхней части свиты залегают вулканокластические породы (пемзовые туфы “анийского типа” и долериты “верхние”) Анийского плато (рис.1). В некоторых местах юга Ширакской впадины – в 500 м к северо-западу от села Айкадзор, в 2,5 км к северо-западу от станции Ани, в 1,5 км к северо-востоку от села Исаакян и в других местах, на поверхности анийской свиты обнажаются известковые туфы.

“Верхние” лавы имели преимущественно местное происхождение, подпрудили р.Ахурян и послужили причиной образования раннего неоплейстоценового озера в Ширакской впадине. Основным центром излияния был вулкан Калауслер в районе станции Анипемза, но, возможно, их часть произошла от извержения Аладжалера – одного из крупнейших вулканов Карского плато. Возникновению подпруды, несомненно, способствовало поднятие Анийской антиклинальной перемычки, а впоследствии – эрозия ее и образование Ахурянского каньона от села Джрапи до станции Анипемза и ниже. Стратиграфическое их положение над анийской свитой и прямая намагниченность позволяют эти лавы отнести к ортозоне Брюнес.

Глинистые отложения анийской свиты содержат моллюски: *Dreissena polymorpha* P a l l., *D.dilluvii* A b I c h, *D. rostriformis* D e s h., *Hydrobia ulvae* P e n n., *H.ventrosa* M a n t., *H.sieversi* B o g., *Valvata piscinalis borealis* M i b a s c h, *Melanopsis* sp., *Pisidium* sp., остракоды и др.— определения А.Г.Эберзина и И.В.Даниловского. (Асланян, 1958; Паффенгольц, 1964). Среди этих видов фауны обильна и представляет большой интерес *Dreissena diluvii* A b I c h, впервые обнаруженная и описанная Г.Абихом в четвертичных озерных отложениях. Он описал этот вид как руководящую “окаменелость” плейстоцена Армении. В арапийской свите песчаных отложений у села Вардашен Н.Н.Акрамовский (1956) также определил *Dreissena diluvii* A b i c h. и показал, что она “обособилась не раньше бакинского века”, который является возможной “нижней границей этой фауны”. В.В.Богачев(1907) также считал возможным эту форму отнести к плейстоцену, допуская, что она проникла в озера Армении из Каспийского моря вверх по р.Аракс, причем произошло изменение вида с сохранением основного типа *Dreissena polymorpha* P a l l. Надо отметить, что *Dreissena polymorpha* широко распространена в нижненеоплейстоценовых морских отложениях Каспия (Свирч и др.,1998; Федоров, 1978).

На юге Ширакской впадины (около села Айкадзор) обнажаются нижние слои анийской свиты. Они залегают в цоколе третьей террасы р. Ахурян и сложены слаболитифицированными туфогравелитами и туфопесчаниками. В этих слоях обнаружены обломки костей крупных млекопитающих, среди которых Л.И.Алексеевой определены кости большерогого оленя – *Megaloceros* sp. Возраст этих костей определил И.Г.Пидопличко\* коллагеновым методом как "ранний неоплейстоцен" (табл. 1 ).

Как показано ниже, эти костеносные слои анийской свиты накапливались в условиях лесостепных ландшафтов при относительно прохладном и влажном климате. Такие условия были вполне приго-

\* Институт зоологии АН УССР.

Таблица 1

Образцы	Животное	Кость	Потеря мг	Потея в %	Показатель прокаливания
1	Копытное	Трубчатая	2069	9,2	988
	То же	То же	777	10,2	886
2	Большерогий олень	Таранная	1221	9,2	853

Установленные в анийской свите отложения, предположительно, со-  
дны для проживания большерогих оленей, которые, как известно,  
являлись довольно эврибионтными животными, обитавшими как в  
лесных, так и в степных условиях. Обычно они характерны для хол-  
одных лесостепей.

Изучение фациально-геохимических особенностей отложений  
анийской свиты показало, что они накапливались при относительно  
влажных климатических условиях. Были использованы три геохими-  
ческих показателя. В качестве первого из них был принят характер  
распределения малых элементов по петрографическому профилю-  
песчаники-алевролиты-глины (рис.4). В общем характере распредел-  
ения элементов наблюдается упорядоченность, которую можно от-  
нести к сглаженной модификации закона пестроты Н.М.Стра-  
хова(1962). Известно, что такая модификация возникает при усло-  
вии, когда наряду с механической дезинтеграцией пород на водосбо-  
рной площади возрастает роль химического эффекта выветривания,  
связанного с влажностью климата.

Для суждения о солености озерного бассейна в качестве второго  
геохимического показателя было использовано отношение стронция  
к барнию. По данным спектрального анализа отложений анийской сви-  
ты, во всех случаях это отношение оказалось меньше единицы. Эт-  
от показатель, по С.М.Катченкову(1959), свидетельствует о пресно-  
водности водоема.

В качестве третьего геохимического показателя была принята  
геохимическая характеристика среднего содержания некоторых хи-  
мических элементов ( $\text{SiO}_2$ ;  $\text{TiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ;  $\text{MnO}$ ;  $\text{CaO}$ ;  
 $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}$ ) в глинах анийской свиты и в континентальных пресно-

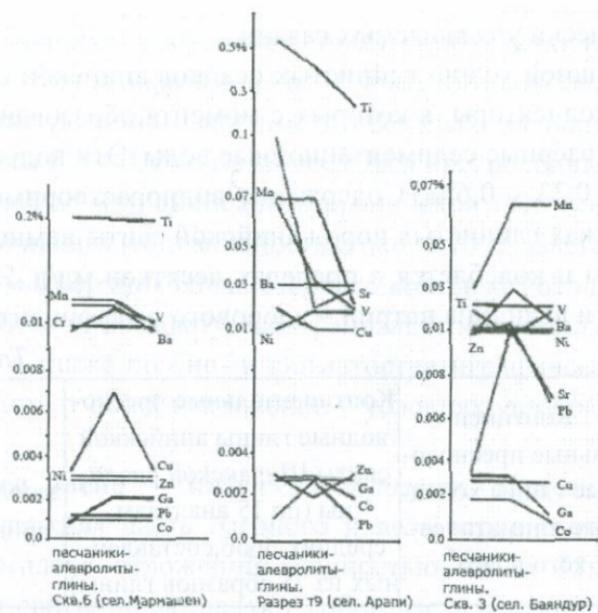


Рис. 4. Распределение малых элементов по петрографическому профилю пород отложений анийской свиты в Ширакской впадине.

водных глинах холодного и умеренно-холодного климатических поясов, а также – в глинах засоленных озер аридной зоны (табл.2). Оказалось, что химический состав глин анийской свиты занимает промежуточное положение между континентальными глинами холодного пояса и глинами аридной зоны. Это говорит об их формировании в условиях более или менее значительного химического выветривания, связанного с влажностью климата.

При изучении геохимических особенностей глинистых отложений озерной толщи Ширакской впадины выявлена связь состава глин с климатическими условиями осадконакопления. В отложениях анийской свиты больше рассеянного органического вещества, чем в отложениях арапийской свиты (1,07-0,50%), а также выше содержание V и Mn. В отложениях арапийской свиты карбонатность глин (7,4 и 4,2% соответственно) выше, больше Sr, Rb, Na. Таким образом, можно допустить, что степной ландшафт, существовавший в да-

нной области в раннем неоплейстоцене, был влажным, возможно, типа периодически увлажняемых саванн.

Среди мощной толщи глинистых осадков анийской свиты были обнаружены коллекторы, в которых с момента образования осадков захоронились озерные седиментационные воды. Эти воды ныне имеют соленость 0,33 – 0,6‰. Содержание водорастворимых солей в водных вытяжках глинистых пород анийской свиты намного меньше этой величины и колеблется в пределах десятков мл/л. Эти данные подтверждает и величина натрий – хлорового коэффициента ( $\text{Na}/\text{Cl}$ ),

Таблица 2

Компо-ненты	Континен-тальные пресново-дные глины холода-ного климатичес-кого пояса*	Континентальные пресно-водные глины анийской свиты Ширакской впади-ны (по 15 анализам средних проб, составлен-ных из 75 образцов глины)	Глины засоленных озер аридной зоны*
$\text{SiO}_2$	63.06	55.00	51.72
$\text{TiO}_2$	0.69	0.58	0.82
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13.53	14.62	15.44
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	5.25	6.59	6.72
$\text{MnO}$	-	0.10	0.07
$\text{MgO}$	1.57	2.42	3.31
$\text{CaO}$	3.16	4.62	6.18
$\text{Na}_2\text{O}$	1.98	1.59	0.75
$\text{K}_2\text{O}$	3.97	1.84	3.71

колеблющаяся в пределах 3.95-8.31, что, по данным А.А.Карцева (1963), намного выше величины 0.87 и характеризует седиментаци-онный характер вод. Следовательно, можно предположить, что с момента образования седиментационной воды и осадков их взаимоотношения характеризовались сложными геохимическими процессами

\* Данные заимствованы из работы А.Б.Ронова и З.Б.Хлебникова (1957)

– выщелачиванием, диффузией, обменной адсорбцией и другими, способствовавшими некоторому повышению солености седиментационных вод. Таким образом, воды Ширакского водоема в раннем неоплейстоцене должны были иметь несколько меньшую соленость, чем величины 0,3 – 0,6%, т.е. водоем был пресноводным.

Границей между анийской и арапийской свитами служат слои светло-коричневых глин мощностью около 10 м, залегающие на глубине 70-80 м в верхних слоях озерного комплекса отложений, которые выделяются по их цвету, литофациальным и геохимическим особенностям, а также по био- и климатостратиграфическим данным и свидетельствуют об их накоплении в условиях увлажненного климата (рис.2).

**Среднее звено – хазарский горизонт.** К арапийской свите относится верхняя часть озерного и весь верхний озерно-аллювиальный комплекс отложений мощностью около 75 м. Отложения арапийской свиты представляют собой часть осадков непрерывного седиментационного цикла древнего Ширакского озера, завершающая стадия развития которого протекала в условиях озерно-аллювиального режима. Очень важное значение для установления возраста не только арапийской свиты, но и времени накопления отложений всей озерной толщи Ширакской впадины имеет фауна крупных млекопитающих, обнаруженная в его верхних озерно-аллювиальных слоях. Эту фауну монографически описал Л.А.Авакян (1959). В ее составе он указал *Elephas trogontherii* Poehl., *Rhinoceros mercki* Jaeger, *Equus stenonis* Coeschi., *Camelus knoblochi* Neher., *Bos primigenius* Boj., *Cervus* sp. и отнес их к “миндель-рисскому и отчасти миндельскому времени”. Одновременно в список этой фауны он включил *Elephas trogontherii* Poehl., *Bos trochoceros* Melyer., обнаруженные в аналогичных с верхами арапийской свиты озерно-аллювиальных слоях озерной толщи Арагатской впадины близ г. Еревана (район Аван, пригород Айнап) и объединил всю указанную фауну в ленинаканский фаунистический комплекс. Позднее Л.А. Авакян и Л.И. Алексеева (1966) в составе фауны, найденной в пригороде Айнап, описали *Palaeolxodon antiquus*

– характерный вид начала среднего неоплейстоцена, и также включили его в состав ленинаканского фаунистического комплекса. В составе этого комплекса Л.А.Авакян ошибочно определил *Equus stenonis*. По повторным определениям Л.И.Алексеевой (1977), указанная лошадь оказалась моложе группы *stenonis* и определена как *Equus sp.* (sf. *mosbachensis*). Что касается *Elephas*, то в годы исследований Л.А.Авакяна и ранее всех ныне живущих и вымерших слонов относили к единому роду *Elephas*. Сейчас первоначальное родовое название сохранилось лишь за современным азиатским слоном *Elephas maximus* и близкими к нему вымершими видами (Гарутт, Вангенгейм, 1982). В настоящее время *Elephas* относится к единому роду *Mammuthus* с двумя подвидами первой половины среднего плейстоцена *M.trogontherii trogontherii*, относимый к тираспольскому фаунистическому комплексу и *M. trogontherii chosaricus*, относимый к хазарскому комплексу (Дуброво, 1997). Л.И.Алексеева (1977) *Mammuthus trogontherii* из ленинаканского фаунистического комплекса относит к сингильскому комплексу Нижнего Поволжья и датирует началом среднего неоплейстоцена. Уточненный списочный состав этого фаунистического комплекса следующий: *Mammuthus trogontherii*, *Palaeoloxodon antiquus*, *Dicerorhinus kirchbergensis* (=merski) J a e g., *Camelus knoblochi*, *Equus sp.* (cf. *mosbachensis*), *Bos trochoceros* M e y e r., *Megaloceros sp.*, *Cervus elaphus*., который сопоставляется с сингильской фауной Нижнего Поволжья (Авакян, Алексеева, 1966; Алексеева, 1977). Этот комплекс интересен тем, что имеет смешанный лесостепной характер, одновременно проживали два подвида слона – лесного и степного, таковы же были условия проживания фауны сингильского комплекса. Установление ленинаканского фаунистического комплекса в смежных межгорных впадинах – Ширакской и Ааратской свидетельствует о одновозрастности озерно-аллювиальных отложений, вмещающих эту фауну. Что касается *D. kichbergensis*, то его распространение ограничивается ранним и началом среднего неоплейстоцена (Алексеева, 1977; Вангенгейм, Жегалло, 1982; Вангенгейм, Зажигин, 1982). Таким образом, руководящие виды фауны

ленинаканского фаунистического комплекса являются аналогом си-нгильского фаунистического комплекса Нижнего Поволжья и должны быть отнесены к началу среднего неоплейстоцена.

Как показано ниже, пыльца и споры арапийской свиты отражают наличие степной формации, где основными компонентами являлись лебедовые и разнотравье, а высшие споровые были представлены зелеными мхами и папоротниками. Отсюда можно предположить, что отложения свиты накапливались в условиях сухих степей. Казалось бы, анализ экологических особенностей некоторых видов фауны млекопитающих ленинаканского фаунистического комплекса противоречит этому. Как было отмечено, здесь наряду с представителями открытых степных пространств (*Camelus knoblochi*), характерных для аридного климата, имеются и лесные формы (*Dicerorhinus kichbergensis* (=merckii) (J a e g.), *Palaeoloxodon antiquus*). Однако известно, что фауна млекопитающих по сравнению с флорой менее чувствительна к изменениям физико-географических условий. Носорог и его непременный спутник лесной слон, вероятно, на Южном Кавказе вымерли не сразу и в степных условиях начала раннего неоплейстоцена продолжали обитать вместе с типичной для них фауной (Саядян, 1970).

Озерные отложения Ширакской впадины, как известно, содержат большое количество пресноводной фауны. Наиболее распространенными являются виды следующих родов: *Dreissena*, *Valvata*, *Hydrobia*, *Planorbis*, *Lymnaea*, *Lymnocythere*, *Leptocythere*, *Cyprideis*, *Caspiocyparis*, *Candonia*. Фауна эта служит хорошим критерием для выяснения фациальных и палеогеографических условий накопления континентальных толщ четвертичного периода Южного Кавказа. В окрестностях г. Гюмри из песчаного карьера верхов озерной толщи (арапийская свита) Н.Н.Акрамовский (1956) определил: *Valvata piscinalis* M u l., *Pyrgula shadini* A k r. sp. nova., *Potamopyrgus sieviri* B t t g. comb. nova, *Radix peregra* M u l l. var. *ovata* D r a p. *Subvar.heldi* Cless., *Pisidium altum* A k r. sp. nova., *Dreissena diluvii* A b i c h. Таким образом, время появления и развития обильно присутствующего вида *Dreissena diluvii* в озерной толще Ширакской впа-

дини может быть ограничено ранним и низами среднего неоплейстоцена.

Следует отметить, что в верхней части арапийской свиты в слоях с ленинаканским фаунистическим комплексом А.К.Агаджанян (Агаджанян, Саядян, 1983) впервые обнаружил фауну мелких млекопитающих: *Mimomys* sp., *Pitymys* sp., *Prolagurus* cf. *pannonicus* К о г т о с, имеются представители рода *Eolagurus*. Этот автор считал, что возраст данной фауны – первая половина неоплейстоцена. Затем в одной из публикаций (Агаджанян, Мелик-Адамян, 1985) эта фауна была отнесена “к раннему неоплейстоцену”. Однако, для такого заключения нет достаточного основания, потому что количество найденных экземпляров фауны очень незначительное (единичные экземпляры), что не позволяет делать какие-либо стратиграфические и палеоэкологические заключения.

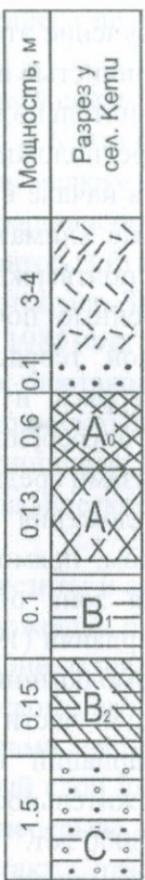
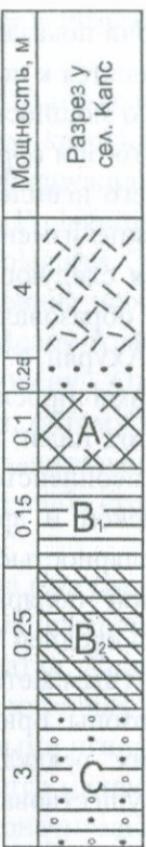
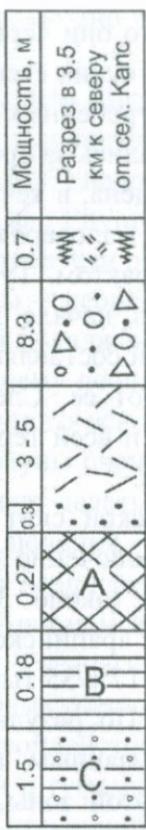
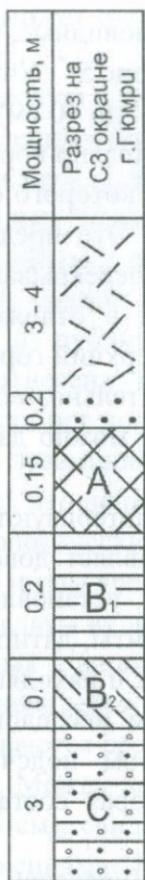
К низам среднего неоплейстоцена относятся андезиты и андезито-базальты вулкана Арагац и местных центров извержений, расположенных в районе сс. Гусанагюх, Азатан, Аревик. Они залегают на ранненеоплейстоценовых озерных отложениях анийской свиты и перекрываются средненеоплейстоценовыми игнимбритами арапийской свиты. Между лавами и туфами имеется маломощный слой наносов (до 20 см), свидетельствующий о незначительном перерыве между извержениями. К низам среднего неоплейстоцена также относятся вулканические туфы „еревано-ленинаканского типа” или игнимбриты дацитовые, андезито-дацитовые (по К.И.Карапетяну). Они покрывают поверхность Ширакской равнины или самой древней – “туфовой” террасы р.Ахурян, которая сложена озерно-аллювиальными отложениями верхов арапийской свиты. Наиболее распространены эти туфы в северной и южной частях равнины. Туфами были покрыты и южные предгорья Ширакского хребта, о чем можно судить по их останцам, сохранившимся на ровных участках между долинами рек. Мощность покрова колеблется в широких пределах – от 3-4м до 10-12м. В основании туфов повсеместно имеются пемзово-пепловые слои, иногда залегающие на погребенных почвах.

Изучение этих почв показало, что они черноземовидные, тяжело суглинистые и относятся к почвам сухих степей (рис.5)\*. Учитывая сравнительно малую мощность погребенных почв (до 40 см), следует предположить, что они образовались за сравнительно короткое время в начале среднего неоплейстоцена, в течение которого существенные климатические изменения маловероятны. Это предположение подтверждается следующим фактом. Туфы, перекрывающие погребенные почвы, образовались в начале вреза в отложениях "туфовой" террасы р.Ахурян, т. к. они составляют верхний горизонт этой террасы и местами прослаивают ее. Следовательно, возраст туфов, погребенных под ними, почв и всей террасы можно датировать низами среднего неоплейстоцена.

Отложения анийской и арапийской свит характеризуются, в основном, прямой полярностью. Исключение составляет довольно мощная зона обратной полярности (около 3 м), установленная А.А.Варданян (1985) в средней части арапийской свиты, датированная термолюминесцентным методом  $175 \pm 35$  тыс. лет и находящаяся в средней части ортозоны Брюнес. По результатам исследований палеовариаций в этих осадках указанным автором подсчитана продолжительность существования этой зоны, которая составляет около 8000 лет.

Если учесть, что верхние слои озерной толщи Ширакской впадины накапливались в с semiаридных условиях и синхронны сингильским слоям, залегающим в нижней части отложений среднего неоплейстоцена, то можно считать, что озерные (глинистые) отложения, залегающие стратиграфически выше над указанными светло-коричневыми глинами и накопившиеся в semiаридных условиях, также относятся к сингильской эпохе или к эпохе лихвинского межледниковья Русской равнины.

\* Более подробная информация о погребенных почвах содержится в публикации Ю.В.Саядяна (1968).



1 2 3 4 5

**Рис. 5.** Разрезы почв, погребенных под туфами “еревано-ленинаканского” типа в Ширакской впадине.

1-современная почва; 2-песок, гравий, галька, щебень (пролювиально-делювиальные); 3-туф вулканический; 4-песок и пепел вулканический; 5-погребенная почва: А-гумусово-аккумулятивный горизонт, В-иллювиальный горизонт, С-материнская порода: глина, песок, гравий, галька (озерно-аллювиальные).

Время накопления озерной толщи, залегающей ниже светло-коричневых глин, должно быть отнесено к эпохе окского оледенения Русской равнины или к раннему неоплейстоцену Каспия.

## Спорово-пыльцевая и диатомовая характеристики отложений анийской и арапийской свит

В серии образцов из керна скважин и естественных обнажений озерной толщи Ширакской впадины Н.С.Соколова и Н.Г.Заикина изучили споры, пыльцу и диатомеи. В результате этих исследований установлены четыре последовательные фазы развития растительных формаций во время накопления отложений анийской и арапийской свит (табл.3).

На наш взгляд, смена растительного покрова Армении в четвертичный – ледниковый период была связана с историей оледенения Русской равнины и тем самым отражала глобальные изменения климата (табл.7). В то же время важным регулирующим фактором были и тектонические движения. Отложения анийской свиты соответствовали эпохе окского оледенения и накапливались при относительно прохладной и влажной обстановке, характерной для условий плuvialного режима. За время накопления отложений анийской свиты происходило трехкратное колебание климата, соответствующее времени развития первых трех фаз растительных формаций: лесостепной, степной и лесной. Вначале, во время развития лесостепной фазы, климат области был относительно прохладным и влажным. В равнинной части впадины получили развитие степи с преобладанием лебедовых и разнотравья. Леса располагались по долинам рек, а, возможно, и в горах несколько выше равнины. Основной древостой лесов составляли береза, сосна и ель. Из споровых растений преобладали мхи и папоротники. В дальнейшем, во время развития степной фазы произошла аридизация, климат несколько потепел и уменьшилась влажность. Леса постепенно исчезли и на смену им пришла степная растительность, преобладающими компонентами которой были лебедовые и разнотравье. Из высших споровых растений преобладали мхи и папоротники. В дальнейшем, в период развития степной фазы произошла аридизация области, климат несколько потепел и уменьшилась влажность. Леса постепенно исчезли, и на смену им пришла степная растительность, преобладающими компонентами которой были лебедовые и разнотравье.

Во время развития лесной фазы преобладали береза и широколиственные (преимущественно дубово-вязовые) леса, затем – темнохвойные (ель, пихта, тсуга) и хвойно-широколиственные леса. Под пологом леса произрастали представители разнотравья.

Таблица 3

Свита	Комплексы пород	Фазы растительных формаций		Эпоха	Изменения климатических условий
Арапийская	Верхний озерно-аллювиальный	Степная		Межледнико-альная	Потепление и уменьшение влажности
Анийской Анийской	Средний озерный	Лесная	Темнохвойные и хвойно-широколиственные леса	Ледниковая	Похолодание и уменьшение влажности
Арапийской	Нижний озерно-аллювиальный	Березовые и широколиственные леса (преимущественно дубово-вязовые)			Потепление и уменьшение влажности
		Степная			
		Лесостепная			Относительно прохладные и влажные условия

Заметно увеличилась роль папоротников и появились сфагновые мхи. Климат стал более увлажненным умеренно-континентальным.

Отложения арапийской свиты, соответствующие эпохе лихвинско-антигонской и элиодорской на юге России, характеризуются

кого межледниковых, накапливались в с semiаридных, гораздо более теплых и менее увлажненных условиях, чем анийские (табл. 7). Растительность была представлена степной формацией, где основными компонентами являлись лебедовые и разнотравье, а споровые были представлены зелеными мхами и папоротниками.

Ископаемые диатомовые водоросли в отложениях южной периферии первоначальной стадии развития Ширакского озера в большинстве своем принадлежат пресноводным, мелководным и прибрежным разновидностям. Учитывая озерно-аллювиальный характер этой стадии развития водоема, с движением водных масс, направленных с севера на юг, надо предполагать, что биотопы, населяющие различные части водоема, должны были передвигаться по направлению движения воды и смешиваться с населением его южной периферии. Таким образом, диатомовая флора в слаболитифицированных туфоалевролитах, обнажающихся севернее села Айкадзор, должна частично отражать и население различных частей водоема. Это обстоятельство позволяет нам предположить, что в первоначальной стадии развития Ширакское озеро было проточным, имело небольшие глубины с развитой литоралью.

Сопоставление разрезов отложений второй стадии развития водоема позволяет выявить геологическую последовательность накопления осадков от древних к молодым и тем самым проследить историю развития диатомей, характеризующих жизнь водоема. Анализ диатомовой флоры позволяет выделить два этапа в развитии второй, озерной, стадии водоема.

Первый этап охватывает время накопления нижних слоев анийской свиты. Здесь преобладают типично планктонные формы диатомей, среди которых значительным развитием пользуются *Stephanodiscus niagarae* E h r., *St. astraea* (Ehr.) G r u n., *St. astraea* var. *minutulus* (Kutz.) G r u n., *St. astraea* var. *intermedius* F r I c k e, *Cyclotella kuetzingiana* var. *radiosa* F r I c k e. *C. temperei* P e r g a g. et H e r I b., *C. operculata* var. *unipunctata* H u s t., *C. comta* (Ehr.) K u t z. Особенno велика их роль в горизонте диатомовых глин. Известно, что диатомиты озер вулканического ландшафта образуются за счет осаждения кремнезема (являющегося продуктом вулканизма) в виде диатомового ила, усвоенного диатомовыми организмами в период их расцвета. А.П.Жузе (1966) отмечает, что практически единственными породообразующими видами, участвовавшими в формировании

диатомовых глин являются такие планктонные виды, как *Stephanodiscus niagarae*, *St. astraea*, *Cyclotella temperei* и другие виды *Cyclotella*, которые обнаружены Н.Г.Заикиной также и в отложениях Ширакского водоема.

На протяжении всего первого этапа развития диатомей во время накопления нижних слоев анийской свиты наблюдаются смена одних экологических комплексов другими и одновременное нахождение донных и литоральных форм вместе с планктонными. Это показывает, что отложения свиты накапливались в обстановке, требующей большой массы воды, со значительным количеством питательных веществ, т.е. глубокого эвтрофного водоема. В этот водоем периодически могло поступать большое количество кремнезема, вероятно, являющегося или продуктом выветривания вулканических пород, окружающих водоем, или же продуктом активного вулканизма. Кремнезем усваивался организмами и выпадал в виде диатомитового ила. Периодическое поступление продуктов вулканизма в водоем отражалось на его физико-химическом режиме, в результате чего менялся экологический состав диатомей. Водоем отличался гидродинамической активностью.

Второй этап озерной стадии развития водоема охватывает время накопления верхних слоев его отложений. Найденная здесь диатомовая флора отражает обмеление водоема. Об этом свидетельствует уменьшение количества планктонных видов и господствующее положение донных и литоральных форм. Среди последних наиболее типичны *Melosira scabrosa* O s t z., *Cymatopleura elliptica* var. *hibernica* (W. Sm.) H u s t., *Flagilaria bevistriata* G r u n., *Epithemia zebra* (Ehr.) K u t z., *Ep. turgida* (Ehr.) K u t z. и др. Наличие таких эпифитных форм, как *Epithemia turgida*, *Cocconeis placentula* делает вероятным развитие здесь высшей водной растительности.

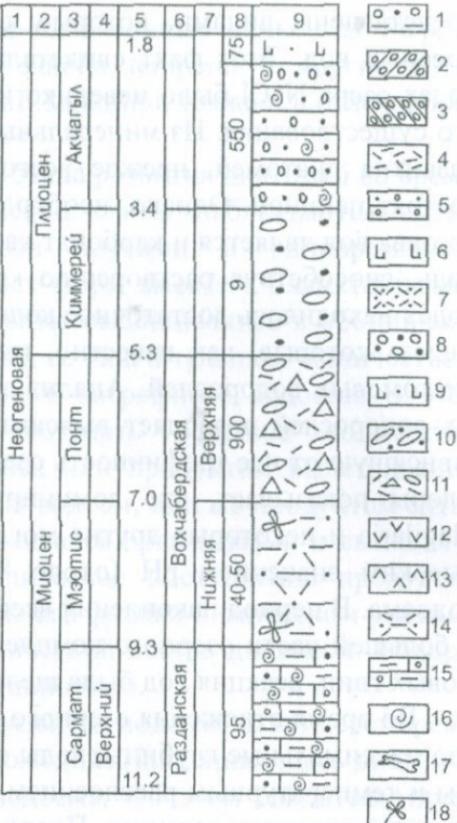
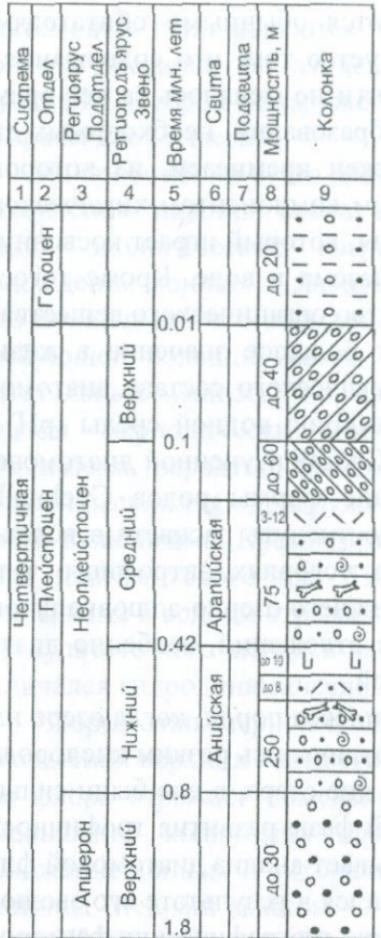
К сожалению, в образцах, характеризующих отложения третьей -конечной стадии развития Ширакского озера, или верхнего озерно-аллювиального комплекса, диатомовых водорослей не обнаружено, что, вероятно, является следствием вторичных геохимических процессов, способствующих растворению кремневых панцирей диатомей или неблагоприятности физико-географической среды их обитания.

Диатомовая флора озерных отложений в целом пресноводная. Пресноводно-солоноватоводные формы или галофилы единичны и

представлены видами, которые являются обычными обитателями пресных вод. Этот факт свидетельствует о том, что содержание в водах озера NaCl было невелико и почти не менялось за все время его существования. Из минеральных образований, необходимых для развития диатомей, прежде всего нужен кремнезем, из которого состоят панцири. Однако, необходимым компонентом химического состава вод является и карбонат кальция, который играет косвенную роль, способствуя растворению кремнезема в воде. Кроме того, в водах находилось достаточное количество органического вещества и железа которые, как известно, имеют большое значение в жизни диатомовых водорослей. Анализ экологического состава диатомовых водорослей позволяет выяснить реакцию водной среды (рН) и зависящую от нее трофичность озера. Состав изученной диатомовой флоры показывает, что доминирующие формы родов *Cyclotella*, *Flagilaria* и некоторые другие могли достигнуть расцвета в водах с высоким значением рН (около 8), в условиях эвтрофного типа водоема. В период накопления всего нижнего озерно-аллювиального и большей части озерного комплексов отложений, особенно диатомовых глин, реакция вод была щелочной.

Во время отложения озерного комплекса пород, когда озеро имело максимальные глубины, воды его отличались резким кислородным и температурным расслоением. На дне озера, в иле были сильно развиты процессы гниения. После этой фазы развития трофичность и режим Ширакского озера, как показывает анализ диатомовой флоры, были другими. Режим озера изменился в результате его эволюции, а также вследствие изменений физико-географических факторов.

При освещении стратиграфического положения рассматриваемых озерных отложений мы попытались сравнить систематические списки анализов наших проб со списками уже опубликованных В.С. Порецким (1953) анализов плиоцен-четвертичных диатомовых водорослей Армении и Джавахетского нагорья. Выяснилось, что многие общие черты диатомовых Ширакского водоема роднят их с арзинскими (село Арзни), которые, по мнению В.С.Порецкого, относятся к раннему неоплейстоцену. Остатки ископаемой фауны крупных млекопитающих, найденные в отложениях нижнего озерно-аллювиального комплекса, подтверждают этот вывод.



**Рис. 6.** Сводная стратиграфическая схема опорного разреза Ширакской впадины.

1-суглинок, супесь, песок, гравий, галька (аллювий поймы, I и II надпойменных террас р.Ахурян); 2-валунные суглинки (морены) поздненеоплейстоценовые; 3-валунные суглинки (морены) средненеоплейстоценовые; 4-туф вулканический ("еревано-ленинаканский тип"); 5-глина, песок, гравий, галька (озерные, озерно-аллювиальные; в средней части разреза арапийской свиты- $175\pm35$  тыс. лет, полярность обратная); 6-долериты Анийского плато ("верхние"); 7-туф пемзовый ("анийский тип") Анийского плато; 8-галечники (псефитовые) южных предгорий Ширакского хребта; 9-долериты "амасийского потока" и Анийского плато ("нижние"); 10-валунные конгломераты, конгломераты; 11-туфобрекции, туфоконгломераты, туфогравелиты; (верхневохчабердская подсвита); 12-андезиты; 13-андезито-дациты; 14-туфо-аргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники с прослойями лигнита; 15-глины, мергели, оолитовые известняки, песчаники; 16-раковины моллюсков; 17-остатки костей млекопитающих; 18-остатки растений.

**Верхнее звено-хвалынский горизонт. Голоцен.** К верхнему неоплейстоцену и голоцену условно можно отнести конусы выноса - пролювиально-делювиальных шлейфов, в основном залегающих на игнимбритах, а также аллювий поймы рек и серии надпойменных террас, формирование которых началось еще в среднем и позднем неоплейстоцене на разных элементах рельефа и продолжается до настоящего времени. Они слагают первую, вторую, третью надпойменные террасы, пойму р.Ахурян и его притоков, выполняют днище балок и оврагов.

### 1.3. Геоморфология\*

Ширакская впадина является типичным межгорным сбросовым прогибом, с плоской поверхностью дна, выполнена четвертичными озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями, которые перекрывают аштеронские галечные образования, акчагыльские долериты, андезито-базалты, а также различные горизонты сильно дислоцированных отложений миоцена, олигоцена, эоцена, мела, юры. Здесь отчетливо выделяются Ширакская равнина и долина р.Ахурян.

Ширакская равнина представляет собой поверхность одноименной впадины, сложенной отложениями ниже- средненеоплейстоценового Ширакского озера, осушившегося в начале среднего неоплейстоцена в результате эрозии запруды в районе Анийского плато. Границы равнины в полевых условиях можно было бы выявить довольно точно, несмотря на то, что ее борта служат одновременно склонами горных хребтов и могли бы быть отнесены именно к последним. Сопряженность равнины и горного обрамления требует, на первый взгляд, выделения некоторых переходных зон между ними. Нам кажется, что по морфологическим и генетическим признакам к равнине можно отнести только ту часть склонов, которая преобразована

\* Учитывая последствия Спитакского землетрясения (7 декабря 1988 г.), глубоко отразившиеся на территории Ширакской впадины, необходимо коротко описать геоморфологию и неотектонику этого региона.

в ложе аккумуляции осадков\*, а вышележащая область сноса должна быть отнесена к горному обрамлению. С этой точки зрения, ископаемые границы будут служить контурами распространения осадков бывшего Ширакского озера. Но, к сожалению, эти контуры почти во всех случаях замаскированы перекрывающими озерную толщу туфами и лавовыми покровами, часть которых находится на территории Турции. По этой же причине невозможно выявить истинные очертания древней береговой линии, свидетельствующей о состоянии бывшего уровня озера, и судить о его истинной площади распространения. Все это в полной мере относится и к Ааратской равнине, описываемой ниже.

На краях равнины иногда наблюдаются очень длинные, ветвящиеся, то сплошные, то прерывистые овраги (что связано с избирательной аккумуляцией рыхлого мелкозернистого материала), морфология которых указывает на основную роль временных проточных (дождевых) вод и суффузионных процессов. Весьма характерны цирковидные расширения в верховьях оврагов в тех случаях, когда овраг начинается от туфового покрова. Наиболее пониженные части Ширакской равнины приурочены к долине р.Ахурян, прорезающей равнину в меридиональном направлении и принимающей справа наиболее крупный приток – р.Карс.

Река Ахурян выходит на Ширакскую равнину несколько выше села Капс и течет по узкому каньону, врезанному в долериты “амасийского потока” до ГЭС. Наибольшая глубина каньона на этом участке достигает 80-90 м, а ширина – 60-70 м. Далее река выходит из каньона и до села Мармашен течет по широкой (до 120-130 м) и глубокой (до 120-135 м) ящикообразной долине. На этом участке выделяется только первая надпойменная терраса высотой до 2 м и высокая пойма – 1,5 м. Далее долина резко расширяется (до 3-4 км), а вниз по течению реки постепенно выделяются в рельефе вторая и третья террасы. Здесь река имеет спокойное течение, меандрирует и заболачивает пойму. Затем река снова входит в каньон, прорезанный

\* Имеется в виду толща озерных осадков. В них не включаются гравитационные и близкие к ним отложения временного характера.

в лавах, и до южной границы Ширакской впадины, до поселка Анипемза, протекает по каньону, глубиной 30-40м и шириной до 50-60м. Весьма важную роль в морфологии долины р.Ахурян играет система террас, дающая возможность восстановить главные этапы эволюции долины.

Самой высокой и древней террасой следует считать "туфовую", которая по существу является аккумулятивной равниной, сложенной озерно-аллювиальными отложениями. Эта терраса хорошо сохранина, потому что она перекрыта игнимбритами мощностью 3-12м. Относительная высота равнинны над урезом р.Ахурян в разных частях различна. Наиболее высоко она приподнята в районе сс.Капс-Ваграмберд-Мармашен, где достигает 135м; южнее у г.Гюмри высота ее уменьшается до 80-100 м, а в районе сс.Верин Джрапи-Айкадзор-Анипемза - до 30-40 м.

Слоны равнинны в долине р.Ахурян на участке село Капс – г.Гюмри расчленены эрозией и оползневыми явлениями с амплитудой скольжения до 40-50м. Иногда сползшая масса своей ровной верхней поверхностью производит впечатление террасы, прислоненной к склону долины. Часто поверхность оползня имеет неправиль но-бутиристый вид или пересекается грядами, бороздами, уступами и мелкими оврагами. У села Мармашен большая часть тела оползня представляет глинистую водоупорную массу, во впадине которой застаиваются грунтовые и атмосферные воды, образуя небольшие озера и болотца. Овраги и мелкие речки, бороздящие южный коренной склон Ширакского хребта, выходят на поверхность равнинны, накладывая на нее свои конусы выносов в виде предгорного шлейфа, сложенного пролювиально-делювиальными отложениями. Эти образования нарушили структуру более низких террас и они трудно опознаются. Более или менее хорошо сохранились участки третьей террасы, которые можно видеть у г.Гюмри. Вторая терраса хорошо сохранена на левом берегу реки между сел Мармашен и Ахурик, ниже она затоплена Ахурянским водохранилищем. Первая терраса в долине р.Ахурян хорошо выражена почти всюду, кроме территории водохранилища. В районе г.Гюмри – село Ахурик остро-

вками и мелкими кусочками наблюдается высокая пойма и хорошо выражена низкая пойма реки. Низкая пойма в некоторых участках заболочена.

Вулкан Арагац является классической областью древнего оледенения Армянского нагорья. Основным фирновым бассейном (ледниковым цирком) крупных долин Арагаца послужила его вершинная область, откуда во все стороны двигались ледниковые языки. К северу от его вершины в сторону Ширакской впадины протягиваются каньоны рр. Манташ и Гехадзор, в верховьях и среднем течении которых видны ясные следы двух оледенений – средне- и поздненеоплейстоценового (Личков, 1931; Рейнгард, 1939; Думитрашко, 1950; Бальян, 1962). Они выражены двумя разновозрастными моренами, залегающими на дне речных каньонов глубиной 150-200м, и другими ледниковыми формами рельефа. Поздненеоплейстоценовая морена врезана в средненеоплейстоценовую.

Во время последнего оледенения с вершинной области вулкана Арагац спускалось много мелких и несколько крупных долинных ледников. Свежесть морен и гляциальных форм, характер и число стадиальных остановок сокращающихся ледников, увязка морен с слоями молодых флювиогляциальных отложений и депрессия снежной границы в период последнего оледенения, находившаяся на 1100 – 1150м ниже современной (современная на северном склоне находится на высоте 4250м, а на южном – 4500м), дают основание это оледенение относить к позднему неоплейстоцену. Более древнее – средненеоплейстоценовое оледенение установлено на основании залегания флювиогляциальных отложений под базальтами и андезито-базальтами типа “D” в долине р. Арпа (по К.Н. Паффенгольцу, 1931), относимых к среднему – позднему неоплейстоцену, и частично под отложениями последнего оледенения.

#### **1.4. Неотектоника**

Новейшие тектонические движения в Ширакской впадине выделяются и фиксируются геологическими, геоморфологическими, геофизическими и орографическими данными. Так, в районе наибольш-

его погружения южной части впадины, на лежачем боку Баяндурского сброса верхнемиоценовые отложения вскрыты в скважине села Ахурик на абсолютных отметках 1237-1330м, а к северу они, постепенно поднимаясь, выклиниваются, уступая место среднезооценовым отложениям ширакской свиты у села Капс на абсолютной отметке около 1600 м.

Показателем проявления новейших движений является также перестройка системы древней гидрографической сети. Древняя, продольная к структурам Ширакского хребта, апшеронская долина р.Ахурян имела преимущественно близширотное направление. Дифференциальные движения изменили направление гидросети, и теперь ее морфологические элементы погребены под четвертичной озерной толщей вулканическими образованиями и вошли в состав плиоценовой поверхности выравнивания окружающих гор. Благодаря последующим деформациям участки продольных долин в настоящее время находятся на различных гипсометрических уровнях.

Так, например, долина р.Палеоахурян имела близширотное направление. Доказательством этого служит следующий факт. Абсолютная высота апшеронской галечной террасы (170-180- метровой) на южном склоне Ширакского хребта составляет 1730м, на холме у села Меграшат – 1830 м, а на Джаджурском перевале – около 1950м. Е.Е.Милановский (1962, б) отмечает , что в миоцен-плиоценовых андезитах на Джаджурском перевале выработана эрозионная долина широтного направления, шириной около 200м. Этот фрагмент древней долины ныне является “висячей долиной”, с запада и востока выраженной крутыми меридиональными уступами, образовавшимися благодаря формированию Джаджурской поперечной горстовой перемычки.

Галечные образования этой же террасы р.Палеоахурян вскрыты буровыми скважинами под озерной толщей в северой части Ширакской равнины, на абсолютной отметке около 1450 м. Расстояние между этими скважинами и галечниками южных склонов Ширакского хребта составляет 34 км, амплитуда их смещения в среднем 380 м.

Смещение, вероятно, происходило по близширотному глубинному разлому (Габриелян, 1959), протягивающемуся вдоль южного борта Ширакского хребта, к которому была приурочена апшеронская Памбак-Ширакская долина.

Поверхность “туфовой” террасы р.Ахурян у села Капс имеет абсолютную высоту 1650м, у села Мармашен – 1620м, у г.Гюмри – 1550 м, а на юге впадины у села Верин Джрапи (ныне находится под водами Ахурянского водохранилища) – около 1500м. Такое резкое падение уровня поверхности террасы на 150 м на сравнительно коротком расстоянии (около 50 км), видимо, может свидетельствовать об относительно высоком темпе поднятия северной части впадины в постозерный этап (после среднего неоплейстоцена).

В двух районах – на севере и юге впадины, на относительно высоких уровнях (около 1600 м), отмечены ранненеоплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения. Наиболее опущенная точка основания озерной толщи вскрыта буровой скважиной (у села Ахурик) в центральной части впадины на абсолютной отметке около 1200м. Следовательно, амплитуда относительного прогибания впадины от начала неоплейстоцена, или накопления древнеозерных отложений до настоящего времени составляет около 400м. Геодезические наблюдения за современными движениями земной коры в этом регионе, выполненные Госстроем РСФСР в 1989г., показали, что активность движений возрастает в северном направлении впадины и достигает пика чуть севернее г. Гюмри –13 мм/год. Можно предположить, что поднятие северного и южного бортов впадины сопровождалось оживлением древних близширотных разломов – Ширако-Памбакского и Баяндурского, вызванным дифференцированными движениями, происходящими в плиоцен-четвертичное время и проявляющимися в настоящее время сильной сейсмической активностью.

А.А.Габриелян (1959) отмечает, что глубинный разлом, проходящий вдоль южного борта Ширакского хребта, имеет верхнемеловой возраст, он активизировался в плиоцен-четвертичное время, в результате чего имело место разрывное нарушение взбросо-надвигового

характера "с движением масс в сторону котловины". Следует отметить, что к аналогичному выводу пришли французские и американские специалисты, изучившие следы Спитакского землетрясения.

Как сказано выше, скважины, заложенные у храмового комплекса села Мармашен и скв.35 (г.Гюмри) вскрыли толщу осадочных отложений акчагыльского возраста мощностью более 550 м. Развитие этих отложений на север, восток и юг, по данным различных скважин и по естественным обнажениям, не наблюдается. Возможно, они имеют свое продолжение в западном и юго-западном направлениях на территории Турции, и большая часть их находится под Карабским вулканическим плато. Сказанное позволяет предположить наличие предакчагыльского грабена или погребенной долины близширотного простирания.

По данным о сейсмичности Ширакской впадины, А.А.Габриелян (1959) предположил также существование близмеридионального глубинного разлома, протягивающегося от г. Ашотцк вдоль ущелья р.Ахурян к г.Гюмри и до развалин г.Ани. Образование этого разлома указанный автор связывает с новейшими тектоническими движениями. Наличие этого разлома подтверждается наблюдениями в районе створа плотины Капского водохранилища. Здесь видимая ширина зоны разлома, вскрытая строительными работами, около 300м. По левому борту каньона р.Ахурян имеется зона интенсивного развития разрывных нарушений, дробления и гидротермально измененных пород. Фиксируются серия мелких трещин, брекчии и тектоническая глинка. Методом биолокации совместно с Н.А Самусом \* в 1989г. обнаружены многочисленные разломы различного порядка с общим меридиональным направлением. Эта разломная зона перекрыта горизонтально залегающими аллювиальными и пролювиальными отложениями, в верхах которых залегают средненеоплейстоценовые черные игнимбриты.

\* Главный геолог Ленинаканской комплексной экспедиции N 5 НПО Строизысканий (г.Волгоград).

Следует отметить, что к Баянтурскому и Ахурянскому разломам приурочены многочисленные минеральные источники и фонтанирующие минеральной водой скважины.

Для неотектонических реконструкций Ширакской впадины большое значение имеет изученная система террас р.Ахурян. Она показывает, что в период от осушения Ширакского озера (средний неоплейстоцен) до настоящего времени Ширакская впадина испытала неоднократное понижение базиса эрозии. Начиная от среднего неоплейстоцена, река приобретает коленчатый продольный профиль. Неотектонические движения обусловили образование разрывных нарушений внутри толщи озерных отложений. Однако пластичность этих отложений не позволяет наблюдать разрывы на их поверхности. Чаще всего отмечаются смещения слоев озерных отложений по долине р.Ахурян, вдоль отвесных обрывов. Однако эти смещения связаны с оползневыми явлениями, усиливающимися при сейсмических процессах. По-видимому, разрывные нарушения наибольшей амплитуды имели место и в туфах, перекрывающих озерную толщу, однако они замаскированы сверху пролювиально-делювиальными отложениями. После Спитакского землетрясения в туфах наблюдаются свежие следы трещиноватости и разрушений.

Глубина эрозионного вреза в различных частях бассейна р.Ахурян различная и находится в функциональной зависимости от неотектонических движений. Так, в верхней части бассейна, от села Амасия до села Капс, глубина каньона, сформированного в нижне-средненеоплейстоценовых лавах и перекрывающих их туфах, около 40-50 м, ширина – 200-300 м, падение ложа реки на протяжении 10 км равно 200 м, т.е. 20 м на каждый километр. На этом участке река довольно бурная и производит активную глубинную эрозию.

Таким образом, основные черты морфоструктуры Ширакской впадины начали формироваться с конца миоцена, при этом большую роль играла разрывная тектоника, особенно глубинные разломы. Как правило, они представляют собой круто падающие сбросы и взбросы, по которым происходили вертикальные перемещения с амплитудами, широко варьирующими в пространстве и времени. На этом

фоне выделяются горстовые поднятия и грабеноподобные опускания. Долина р.Ахурян связана с разрывным нарушением, испытавшим новейшее омоложение. В процессе блоковых поднятий были активизированы широтно-долготные глубинные и более мелкие разрывные нарушения, контролирующие сложную мозаику блоков.

Исследование связи новейших тектонических движений и сейсмической активности показывает, что очаг Спитакского землетрясения возник в зоне новейшего разрыва, охватывающего систему молодых грабенов и грабен-синклиналей, вытянутых вдоль Памбакской долины и южного борта Ширакского хребта на западе, а на востоке через долину р.Агстев и Семеновское поднятие в Севанскую впадину. По-видимому, эти структуры насыщены на глубинный разлом. В этой системе молодых структур ярким примером разрывного нарушения являются Норадузская сбросово-взбросовая деформация в Севанской впадине, имеющая вертикальное смещение свыше 100м, и Дзкнагетский грабен, заполненный (по данным бурения) озерными и речными осадками мощностью свыше 300 м. Эти нарушения сплошности горных пород активно проявились на протяжении всего голоцен. Если учесть данные геодезических исследований Госстроя РСФСР об активности тектонических движений в Ширакской впадине, оценивающихся 13 мм в год, то можно представить какая энергия могла накопиться для образования Спитакского землетрясения. По всей вероятности, землетрясения вдоль Спитак-Севанской системы молодых разрывных нарушений в голоцене были частым явлением и проявляются с довольно большой силой и по сей день.

## ВЫВОДЫ

1. Ширакская впадина – это типичный межгорный прогиб, образованный в результате прогибания земной коры одновременно с подъемом окружающих гор, устойчиво проявляющегося начиная с позднего миоцена и почти непрерывным накоплением различных осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенно-обломочных и вулканических пород огромной мощности (более 1400м). Формирование впадины сопровождалось дифференцированными блоковыми дви-

жениями, разрывными нарушениями и мощными вулканическими процессами.

2. В разрезах Ширакской впадины залегают глины, песчаники и известняки (с *Mactra caspia*, *M.bulgarica*), относящиеся к верхнему подъярусу сарматы (разданская свита).

3. К мэотическому и понтскому региоярусам относится вохчабердская вулканогенно-осадочная свита, которая состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита представлена вулканогенно-осадочными образованиями, содержащими слои лигнита, моллюски (*Valvata*) и остракоды (*Neretocyparis achurianensis* Bub.), характерные для мэотиса, а также растительные остатки, принадлежащие влаголюбивым видам субтропиков средиземноморского типа. Верхняя подсвита состоит из туфоконгломератов, туфобрекций, которые датированы понтом. Грубозернистые отложения, залегающие непосредственно над верхней подсвитой, фиксируют эрозионный врез, который произошел в киммерийское время.

4. В Ширакской впадине существовал позднеплиоценовый озерный бассейн, осушенный в результате изменения климатических условий и тектонической обстановки. Глинистые озерные отложения этого бассейна, содержащие руководящую фауну моллюсков раннего акчагыла (*Cardium dombra*, *Potamides caspius*), формировались при семигумидном (тепло-умеренном) климате и распространении в области смешанных лесов. Глинисто-песчаные озерные отложения, содержащие руководящую фауну моллюсков позднего акчагыла (*Cardium nikitini*, *Avimactra subcaspia*), накапливались при увлажненных умеренно-континентальных условиях и распространении хвойных и мелколиственных лесов.

5. Во впадине установлены фрагменты аштеронской галечной террасы 170 – 180-метрового уровня наклонных равнин и террас речных систем Аракса и Куры.

6. В раннем и начале среднего неоплейстоцена во впадине снова образовалось крупное озеро, которое имело три стадии развития. Эти отложения подразделяются на две свиты: анийскую – ранненеоплейстоценовую, содержащую фауну крупных млекопитающих и

моллюски (*Megaloceros* sp., *Dreissena diluvii A b I c h*), и арапийскую – средненеоплейстоценовую с ленинаканским фаунистическим комплексом (*Palaeoloxodon antiquus*, *Mammuthus trogontherii*, *Dicerorhinus mercki*, *Camelus knoblochi*) и моллюсками (*Dreissena diluvii A b i c h*). В раннем неоплейстоцене выделяются три последовательные фазы развития растительных формаций и ландшафтов: лесостепная, степная и лесная, соответствующие трехкратным изменениям климата – семигумидному, semiаридному и увлажненному умеренно-континентальному. В начале среднего неоплейстоцена в области климат был semiаридным, а растительность – степная.

7. Среднее и верхнее звенья неоплейстоцена представлены гляциальными и флювиогляциальными отложениями массива Арагац. К верхнему звену неоплейстоцена и голоцену впадины относятся серия надпойменных террас и пойма р.Ахурян.

## Глава 2. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ СЕВАНСКОЙ ВПАДИНЫ

### 2.1. История изучения и геологическое строение

Геологическое строение Севанской впадины изучалось многими исследователями, начиная с работ Г.Абиха конца XIX века. В 20-х годах прошлого столетия большие работы были проведены экспедицией АН СССР под руководством Ф.Ю.Левинсона-Лессинга, а также К.Н.Паффенгольцем и С.С. Кузнецовым. Позже материалы по отдельным вопросам новейшей геологической истории представлены в работах А.Т.Асланяна (1947, 1958, 1979), С.П.Бальяна (1969), Л.А.Варданянича (1948), А.А.Габриеляна (1944,1964), А.А.Габриеляна и др.(1954), Н.М.Казаковой (1952, 1955), К.И.Карапетяна (1964,1973), А.С.Караканяна и др. (2004), Е.Е.Милановского (1952, 1957,1960,а,1962,а,1962,в,1968,1991), Е.А.Нефедьевой(1950), С.Г.Саркисяна(1962),О.А.Саркисяна (1966,1973), М.А.Сатиана(1994), А.Т. Асланяна, Ю.В.Саядяна (Цղբյան, Սայդյան, 1988), В.Г.Три-

фонова и А.С.Караханяна (2004), Э.Х.Харазяна и др. (Kharazyan et al., 2002), Ю.В. Саядяна и др. (см. список опубликованных работ). Основные результаты этих исследований сводятся к следующему.

Севанская впадина является тектонической депрессией типа обширной брахисинклинали или мульды, осложненной грабенами и разломами сбросового типа, возникшей во внутренней части мегант-иклиниория Малого Кавказа в течение позднего миоцена, плиоцена и четвертичного периода. В пределах Большого Севана впадина представлена крупной синклиналью, унаследованной с палеогена, а Малого Севана – неоплейстоценовым грабеном. В целом, впадина имеет сложное гетерогенное тектоническое строение (Милановский, 1960, а). Новейшая история геологического развития Севанской впадины вкратце представляется в следующем виде.

В конце сарматского века в Севанскую впадину через проливы, существовавшие в пределах Нахичеванской и Ереванской впадин, в очередной раз проникают воды обширного морского бассейна Восточного Паратетиса. В мэотическое время залив превратился в лагуну или крупное озеро, которое почти непрерывно существовало в плиоцене и плейстоцене. Начиная с мэотиса и вплоть до современности на фоне процессов прерывистого воздымания Малого Кавказа происходило относительное погружение Севанской впадины, существенно отстававшее в скорости от воздымания окружающих участков сводовых поднятий. Хребты обрамления Севанской впадины испытали с конца миоцена абсолютное поднятие до 2750-3500 м. Впадина заполнилась озерными, а по периферии аллювиально-пролювиальными отложениями, а также коррелятивными им вулканогенными образованиями позднемиоценового, плиоценового и четвертичного возраста. В наиболее полном разрезе этой серии, в районе Норадузского полуострова Е.Е.Милановский (1952) выделяет восемь свит, разделенных на западном побережье озера перерывами, часто угловыми несогласиями и различающимися по литологическим признакам, органическим остаткам и происхождению.

В позднем миоцене и раннем плиоцене погружение впадины сопровождалось формированием в пределах ее юго-западного крыла

системы резких складок северо-западного простирания, в которые были смяты неогеновые отложения. Позже наряду с пологими, постепенно затухающими унаследованными складчатыми деформациями, в тектонической структуре впадины все большее значение приобретают короткие пологие структуры – брахисинклинальные впадины, мульды (Верхнеразданская, Малого и Большого Севана). Эти мульды, расположенные вдоль оси всей Севанской впадины, разделяются узкими поперечными поднятиями – перемычками. Рост поперечных тектонических поднятий играл основную роль в образовании неоднократных запруд озера Севан и длительном сохранении озерного режима. Благодаря перемещениям по разрывам некоторые участки впадины приобрели горсто- или грабенообразную структуру. К числу последних относятся Дзкнагетский грабен, односторонний Гаварагетский грабен, осложняющий западное крыло впадины Большого Севана и др. Крупнейший сброс отделяет впадину Малого Севана от обрамляющего ее с северо-востока поднятия Аргунийского хребта. Ее юго-восточным продолжением служит сброс, или крупная флексура, отделяющая впадину Большого Севана от поднятия Севанского хребта. Самый молодой Норадузский взброс северо-западного простирания с приподнятым западным крылом (около 100 м) и восточным, опущенным в озеро Севан, возник в голоцене. Аналогичные разрывные нарушения большой глубины, сопровождающие рост сводовых поднятий к западу и югу от Севанской впадины (Гегамское, Варденисское), как и во всем Армянском вулканическом нагорье, явились подводящими каналами для магматических расплавов при вулканических извержениях позднемиоценового, плиоценового и четвертичного времени.

В поддержании запруды озера у истоков р. Раздан играли существенную роль лавовые излияния четвертичного времени. Эта запруда в неоплейстоцене неоднократно пропиливалась, что приводило к полному или почти полному временному осушению котловины Большого Севана, но и в это время продолжало существовать сравнительно небольшое проточное озеро в районе Малого Севана.

Современного размера озеро вновь достигло лишь в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене после восстановления локальных тектонических поднятий и лавовых излияний в районе Варсерского (Верхнеразданского) барьера и дегляциации позднеплейстоценовых ледников гор, обрамляющих Севанскую впадину. Сейсмические очаги на территории впадины связаны с новейшими разрывными нарушениями, проявляющимися вдоль Спитак – Севанской горст - грабеновой системы.

## 2.2. Стратиграфия

Стратиграфия отложений, слагающих Севанскую впадину (кроме голоцена), была доступна для изучения только в ее западном побережье, в районе Арцвакарской антиклинали и Норадузского взброса, где обнажаются отложения позднего миоцена и четвертичной системы, а также по керну некоторых скважин. Так, важная стратиграфическая и палеогеографическая информация о позднем миоцене и четвертичном периоде развития Севанской впадины получена по двум скважинам, пробуренным на Масрикской равнине\*. Одна из них была заложена в селе Норакерт (скв.2 – глубиной 625 м, абсолютная высота устья 1925 м), другая – в центральной части равнины в 5 км к юго-западу от скв.2 и в 1 км к востоку от береговой линии озера, в урочище Гилли (ст. Насосная, скв. 4, глубиной 710 м, абсолютная высота устья 1919 м – рис.7 ).

### Разрез скважины 2 (сел. Норакерт)

Глубина  
6 м

1. Чередующиеся слои илистых пойменных и более грубых делювиально-пролювиальных отложений, присутствует смешанный неотсортированный материал: щебень, дресва, галька и гравий плохой окатанности и различной размерности с глинистым и пе-

\* Скважины пробурены Севанским отрядом Геолого-геофизической экспедиции УГ СМ Арм ССР. Керновый материал нам для документации и опробования любезно предоставил начальник отряда Г.А.Чубарян.

счано-суглинистым заполнителем .....	0.0-311
2. Валуны, галька, гравий с песчано-супесчанным заполните- лем.....	311- 350
3. Чередующиеся слои слаболитифицированных туфопесчаник- ов и туфоалевролитов различных оттенков серого и желтоватого цветов с прослойми белых диатомитов. В средней части интерва- ла имеются вкрапленники гипса (до 2 см). Попадаются прослои грубозернистых полимиктовых песков. В нижней части интер- вала (374-362 м) слаболитифицированные туфоалевролиты. Нек- оторые слои содержат малакофауну и растительный детрит .....	350-376
4. Валуны, галька, гравий с песчано-супесчанным (с обломками пемзы) заполнителем.....	376-384
5. Глины светло-серые, частью тонкоотмученные, жирные, сло- истые, полосчатые, излом чешуйчатый, местами раковистый, с редкими тонкими (до 1 см) прослойми тонкозернистого слабол- итифицированного песчаника. В нижней части интервала бо- льшое количество остатков малакофауны и рыб.....	384-397
6. Глины алевролитовые светло-зеленые, мелкокомковатые, ин- огда ноздреватые слаболитифицированные.....	397-407
7. Глины алевритовые серые, тонкоотмученные, вверху интер- вала тонкослоистые; содержат большое количество малакофау- ны, отпечатки листьев и растительные остатки. В нижней части интервала имеются прослои (до 20 см) вулканического песка и пепла.....	407-478
8. Песчаники слаболитифицированные, серые, в средней части интервала светло-зеленые, неслоистые, содержат малакофауну, попадаются мелкие обломки различных пород.....	478-501
9. Валуны, галька, гравий, пемзовый песок, песчано-суглинист- ый заполнитель.....	501-510
10. Туфы вулканические липарит-дацитового состава, светло- розовые, переслаиваются с суглинисто-супесчанными слоями, со- держащими мелкие окатанные обломки пород.....	510-538
11. Валуны, галька, гравий с песчано-супесчанным заполните- лем.....	538-622

### Разрез скважины 4 (ст. Насосная)

1. Торфяники .....	0.0-3
2. Валуны, галька, гравий с песчано-супесчаным заполнителем.....	3-19
3. Чередующиеся слои глин, суглинков, супесей с прослойями песка и плоскоокатанных гальки и гравия.....	19-62
4. Валуны, галька, гравий, песок, состоящие из обломков пемзы, обсидианов, липаритов, дацитов.....	62-76
5. Чередующиеся слои глины, суглинков, супесей с прослойями пемзовых песков, плоскоокатанных галек, гравия, состоящих из обломков диабаза, серпентинитов, яшм, реже обсидианов, липаритов, дацитов .....	76-165
6. Валуны, галька, гравий, состоящие из обломков известняков, серпентинитов, диабаза, пемзы; с песчаным заполнителем.....	165-188
7. Чередующиеся слои глин, суглинков, супесей с прослойями пемзовых пеплов, песков, гравия и гальки; попадаются окатанные обломки обсидианов и липаритов; глины и суглинки содержат малакофауну.....	188-235
8. Валуны, галька, гравий с песчаным заполнителем, состоящие в основном, из обломков обсидианов, липаритов, пемзы.....	235-247
9. Чередующиеся слои слаболитифицированных туфопесчаников, туфолав, риолитов различных оттенков серого и желтого цветов с прослойями глин, белых диатомитов, вулканического песка (пемзового) и пепла. В средней части интервала отмечены гнезда гипса (до 3 см) .....	247-282
10. Валуны, галька, гравий с песчано-супесчаным заполнителем.....	282-310
11. Чередующиеся слои глин и слаболитифицированных глино-алевритов различных оттенков серого и зеленого цветов; глины местами тонкоотмученные, жирные, слоистые, местами с раковистым изломом, имеются редкие прослои туфоаргиллитов (до 40-50 см) и слаболитифицированных туфопесчаников. Наблюдается большое количество малакофауны и остатков рыб.....	310-319
12. Глины серые тонкоотмученные, слоистые, содержат большое количество малакофауны, отпечатки листьев и следы растительных остатков.....	319-356
13.Песчаники, алевролиты серые, слаболитифицированные, неслоистые, содержат остатки малакофауны.....	356-396
14. Валуны, галька, гравий с песчано-супесчаным (с обломками	

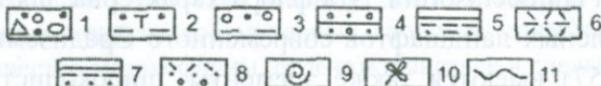
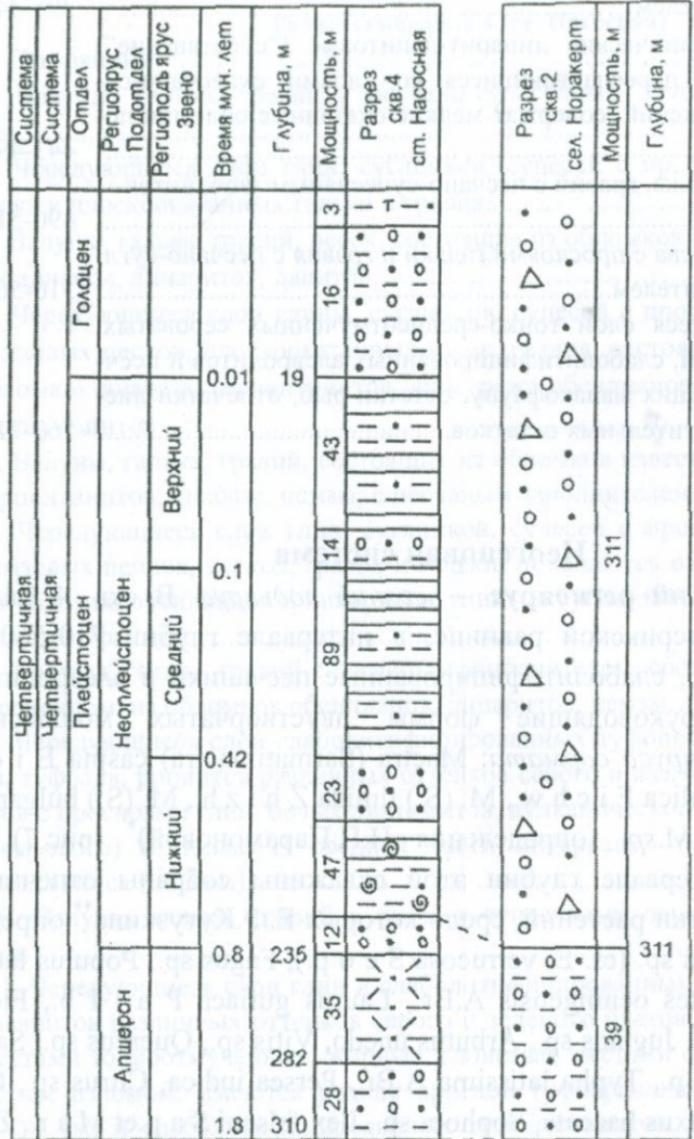
пемзы) заполнителем.....	396-443
15. Туфы вулканические липарит-дацитовые ("субатанские") светло-розовые, переслаивающиеся со слоями супесчано-су- глинистых отложений, содержат мелкие окатанные обломки по- род.....	443-490
16. Валуны, галька, гравий с песчано-супесчанным заполнител- ем.....	490-510
17. Щебень, дресва с прослойми гальки и гравия с песчано-сугл- инистым заполнителем.....	510-560
18. Чередующиеся слои тонко-среднеотмученных сероватых, зеленоватых глин, слаболитифицированных алевролитов и песч- аников, содержащих малакофауну, остатки рыб, отпечатки лис- тьев и следы растительных остатков.....	560-710

### Неогеновая система

**Сарматский региоярус – верхний подъярус.** В скв. 4, зало-  
женной на Масрикской равнине, в интервале глубин 710-560 м  
вскрыты глины, слаболитифицированные песчаники и алевролиты,  
содержащие руководящие формы двустворчатых моллюсков  
*верхнего подъяруса сармата*: *Mactra (Sarmatimactra) caspia E i c h w.*, *M. (S.) podolica E i c h w.*, *M. (S.) timida Z h i z h.*, *M. (S.) bulgarica T o u l a.*, *M.sp.* (определения Н.П.Парамоновой)\* (рис.7). В  
указанном интервале глубин этой скважины собраны отпечатки  
листьев и остатки растений, среди которых Е.Ф.Кутузкина\*\* опреде-  
лила: *Evonymus sp.* (cf. *E. verrucosa S c o p.*), *Fagus sp.*, *Populus latior A.Br.*, *Phragmites ocningensis A.Br.*, *Laurus guriaca P a l I b.*, *Ficus zangee P a l I b.*, *Juglans sp.*, *Arbutus unedo*, *Vitis sp.*, *Quercus sp.*, *Salix varians G o e p p.*, *Typha latissima A.Br.*, *Persea indica*, *Citrus sp.*, *Ca- stanopsis sp.*, *Taxus baccata*, *Sophora sp.*, *Ilex falsani S a p.e t M a r.*, *Zel- cova sp.*, *Fagetum laurocerasorum*. Эта флора характерна для вечнозе-  
леных и летнезеленых ландшафтов современного Средиземноморья  
(Алехин и др., 1957), имеются также элементы широколиственных

\* Палеонтологический институт РАН.

\*\* Ботанический институт РАН.



**Рис. 7.** Схема корреляции разрезов скв.2 (сел. Норакерт) и скв.4 (станция Насосная) в Масрикской равнине Севанской впадины. 1-песок, гравий, галька, дресва, щебень (пролювиально-делювиальные); 2-торф, глина, суглинок, супесь (отложения болота Гилли); 3-суглинок, супесь, песок, гравий, галька, валуны; 4-глина, песок, гравий, галька; 5-глина, суглинок, супесь; 6-туфоарн

Система			
Миоцен	Плиоцен	Акчагыл	
Сармат	Киммерий	Регион Ярус Подотдел Звено	
Верхний		1.8	Время ман. лет
		3.4	
		5.3	
		9.3	
		11.2	
Разданской			
Свита			
Глубина, м			
310			
396			
560			
710			
Глубина, м			
376			
384			
501			
622			
Разрез			
скв.2			
сел. Норакерт			
Мощность, м			
84			
28			
9			
117			
8			
26			
Глубина, м			

Рис. 7 (продолжение).

гиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники (слаболитифицированные); 7-глины, алевролиты, песчаники (слаболитифицированные); 8-туф вулканический ("субатанский"), песок, гравий, галька (слаболитифицированные); 9-раковины моллюсков; 10-остатки и отпечатки растений, 11-стратиграфический перерыв.

(суббореальных гумидных) ландшафтов. Некоторые элементы этой флоры известны в разрезах верхнего сармата как разданской свиты Приереванского района, так и годерзской свиты (Узнадзе, 1965) Ахалкалакского нагорья. Е.Ф.Кутузкина также склонна отнести эту флору к верхнему сармату. Влаголюбивые виды растений из приведенного списка должны были расти где-то вблизи морского бассейна, т.к. небольшое озеро не могло удовлетворить их потребность во влаге. В целом сарматская флора Севанского бассейна отражает условия климата средиземноморского типа и ландшафтов современных субтропиков Южной Европы и Северной Африки с сухим жарким летом и прохладной дождливой зимой.

Стратотипическим следует считать разрез разданской свиты в среднем течении р.Раздан, который хорошо изучен и описан в литературе (Радопуло, 1957). Для годерзской свиты имеется дата абсолютного возраста 9 млн. лет (Асланян и др., 1982). Кроме того, в прибрежной части озера Севан у села Еранос из скважины на глубине 1200 м собрано большое количество остракод *Cyprideis sarmatica* и зубы *Hippurion mediterraneum*, относимые к сармату (Асланян, 1979).

По данным палеомагнитных исследований (Минасян, Карабахян, 1986), верхи сармата Армении характеризуются прямой полярностью. В геохронологической шкале миоцена, предложенной В.А.Зубаковым (1990), конец сармата совпадает с последним температурным оптимумом, датируемым по совпадению с кровлей магнитной прямой аномалией в 9,65-9,5 млн. лет или – 9,3 по шкале, предложенной И.С.Чумаковым (1993). Рубежи сармата имеют новое датирование трековым методом в 13,6 и 9,2 млн. лет (Чумаков и др., 1984).

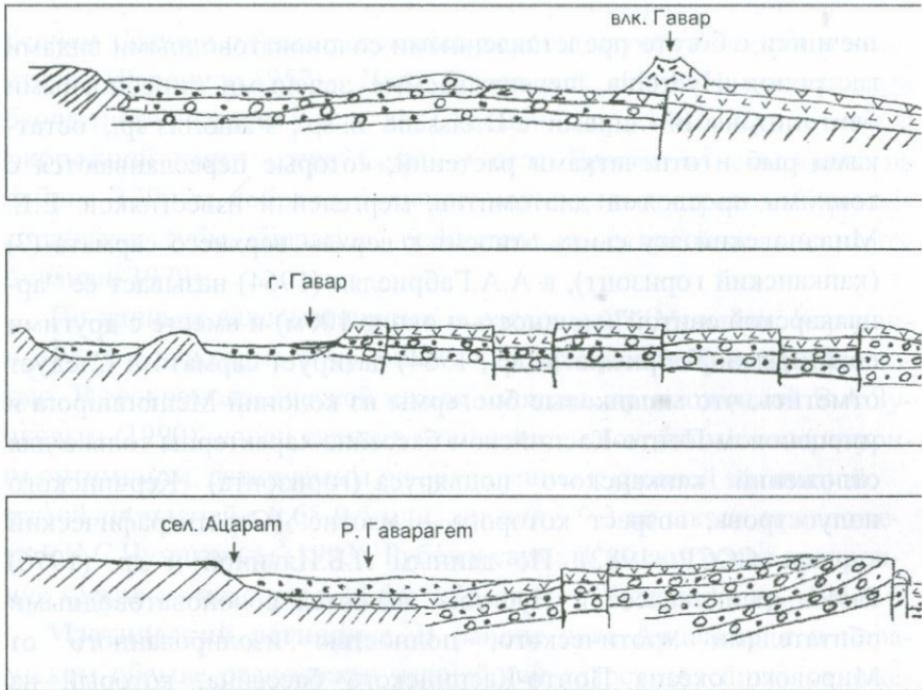
**Мэотический региоярус.** В районе села Арцвакар и в норадузском обрыве расположен важнейший разрез новейших отложений Малого Кавказа, известный под названием *норадузский* (сарыкайнская толща). Этот разрез изучался многими исследователями, начиная с конца 19 в (Г.Абих, Е.Н.Дьяконова-Савельева и Г.Д.Афанасьев, К.Н.Паффенгольц, А.Т.Асланян, А.А.Габриелян и др.). Наиболее детально разрез изучил Е.Е.Милановский (1952), который выделил (снизу вверх) восемь последовательно сменяющихся свит, сложенных осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими образованиями, возраст которых датировал от верхнего миоцена до голоцен (рис.8) \*.

Наиболее древняя – первая свита слагает ядро арцвакарской антиклинали и обнажается в 1 км к юго-востоку от села Арцвакар. Здесь обнажаются мшанковые мембранипоровые рифы, состоящие из *Nitscheina* (*Membranipora*) *kischenevensis* n.sp. и известняки-раку-

\* В обработке палеонтологического материала Е.Е.Милановского принимали участие Г.Г.Абрикосов, А.П.Жузе, Ю.М.Феофанова, Д.М.Халилов.

шечники с богато представленными солоноватоводными видами гастропод *Hydrobia*, перекрываемые зелеными гипсоносными бентонитовыми глинами с *Dreissena n. sp.*, *Planorbis sp.*, остатками рыб и отпечатками растений, которые переслаиваются с тонкими прослойками диатомитов, мергелей и известняков. Е.Е. Милановский эту свиту относит к верхам верхнего сармата (?) (капканский горизонт), а А.А.Габриелян (1964) называет ее “арцвакарской свитой” (мощностью около 100м) и вместе с другими соавторами (Габриелян и др., 1964) датирует сарматом. Следует отметить, что мшанковые биогермы из колоний *Membranipora* в миоценовом Понто-Каспийском бассейне характерны только для отложений капканского подъяруса (горизонта) Керчинского полуострова, возраст которого – мэотис. (Стратиграфический словарь СССР. 1982<sup>2</sup>). По данным Л.Б.Ильиной и др. (1976) *Rissoa membranacea* и *Hydrobia* являются солоноватоводными обитателями мэотического, полностью изолированного от Мирового океана Понто-Каспийского бассейна, который на территорию Армении не заходил, следовательно, мембранипоровые рифы первой свиты могли накопиться в крупном озерном бассейне, отчлененном от Понто-Каспийского водоема в мэотисе.

В образцах из зеленых бентонитовых глин и диатомитов норадузского разреза З.В.Алешинская определила пыльцу следующих древесных растений (17-34%): плюща обыкновенного, древовидного можжевельника, каракаса, пушистого дуба, кавказского дуба, скрипидарного дерева, земляничного дерева, туи западной, сосны, ивы; пыльца травянистых растений (72-80%) представлена маревыми, розовыми, гвоздичными, разнотравьем; спор очень мало. По сравнению с верхнесарматской флорой из списка выпал вечнозеленый лавр, появились хвойные – сосна и тuya, сохранились летнезеленые растения. Это свидетельствует об изменениях климатических условий в сторону аридизации. По-видимому, ландшафты и климат Армении приближались к



Голоцен: 1- современный аллювий; 2- прибрежные озерные отложения; 3- тефра; 4-андезиты и подстилающие их пирокласты (4-5 слой норадузского разреза). Нижний-верхний неоплейстоцен: 5- вулканотерригенные: галька, гравий, песок, алеврит, пелит (3 слой норадузского разреза). Апшерон: 6- галечники основания норадузско-

**Рис. 8.** Геологические профили района г. Гавар. (Составил Е. Е. Милановский (1968) с добавлениями автора).

*Голоцен:* 1- современный аллювий; 2- прибрежные озерные отложения; 3- тефра; 4-андезиты и подстилающие их пирокласты (4-5 слой норадузского разреза). *Нижний-верхний неоплейстоцен:* 5- вулканотерригенные: галька, гравий, песок, алеврит, пелит (3 слой норадузского разреза). *Апшерон:* 6- галечники основания норадузско-

таковым современного Южного берега Крыма, которые характерны для северной окраины Средиземноморья (Берг, 1955). Сводная часть арцвакарской антиклинали, обнажающаяся к юго-востоку от села Арцвакар под лавовым покровом, обрывающимся в сторону озера, сложена свитой вулканогенно-осадочных образований, в норадузском разрезе являющейся второй и датируемой Е.Е.Милановским нижним-средним миоценом (мэотис?-понт)

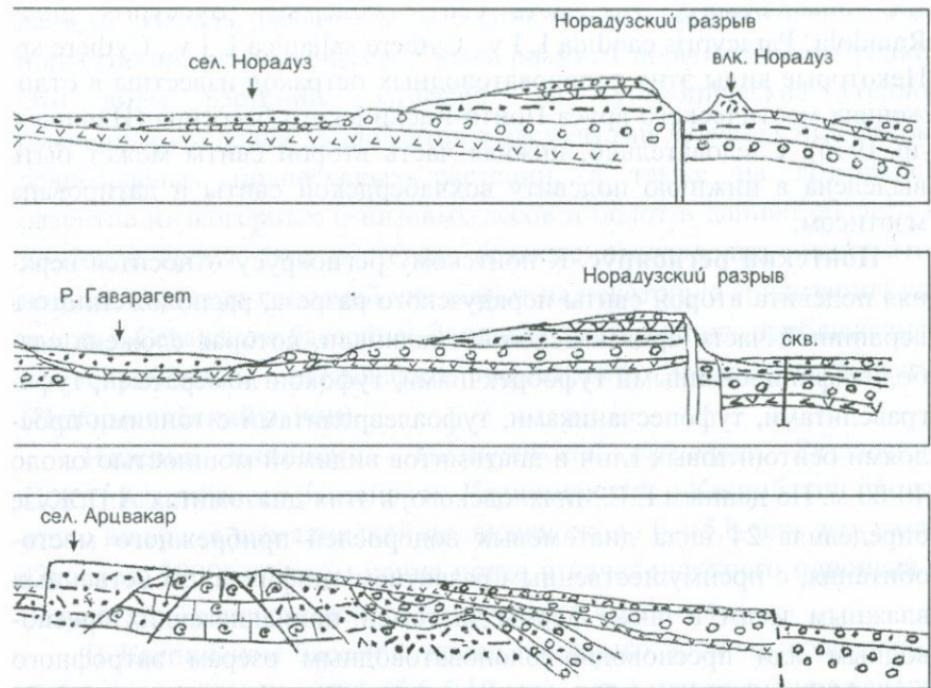


Рис.8 (продолжение)

го разреза. Акчагыл: 7- андезиты и андезито-базальты Манычарского плато(2.4 млн. лет), 8- озерные, озерно-аллювиальные: глина, песок, гравий, галька. Понт: 9- вохчабердская свита (верхняя подсвита): туфобрекции, туфоконгломераты, туфогравелиты с тонкими прослойями бентонитовых глин, диатомитов. Мэотис: 10-вохчабердская свита (нижняя подсвита): известняки-ракушечники с прослойями бентонитовых глин, диатомитов, мергелей. 12-раковины моллюсков; 13- тектонические разрывы. 11-мланковые мембранированные ямы и известняки-ракушечники  
 Эти образования весьма сходны с аналогичными породами вохчабердской вулканогенно-осадочной свиты Приереванского района и ее эквивалентами, сходство которых впервые констатировал Е.Е.Милановский. Они также должны считаться аналогами вохчабердской свиты. Однако, нижняя часть второй свиты представлена сильно дислоцированными известняками-ракушечниками с прослойями слаболитифицированных туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов и зеленых глин видимой мощностью 35-40м, содержащих массовые скопления *Dreissena* n.sp. По данным

Е.Е.Милановского, эта часть свиты содержит *Ilyocypris gibba* Ramdohr, *Paracypris candida* L I v., *Cythere saljanica* L I v., *Cythere* sp. Некоторые виды этих солоноватоводных остракод известны в отложениях мэотического яруса Понто-Каспийского бассейна (Ильина и др., 1976). Следовательно, нижняя часть второй свиты может быть выделена в нижнюю подсвиту вохчабердской свиты и датирована мэотисом.

**Понтский региоярус.** К pontскому региоярусу относится верхняя подсвита второй свиты норадузского разреза, расположенного в вершинной части арцвакарской антиклинали, которая сложена слаболитифицированными туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с тонкими прослойями бентонитовых глин и диатомитов видимой мощностью около 40-60 м. По данным Е.Е.Милановского, в этих диатомитах А.П.Жузе определила 24 вида диатомовых водорослей прибрежного местообитания, с преимущественным развитием эпифитов, свойственных влажным лесам, а также формы диатомей, принадлежащих пресноводным или пресноводно-солоноватоводным озерам эвтрофного типа *Melosira scabrosa* O e s t g. – реликт, *Fragillaria pinnata* E h g., *Navicula oblonga* K t z., *Cymbella lanceolata* V. H., *Epithemia turgida* (Ehr.) K t z. и др. Эта флора, по А.П.Жузе, не древнее плиоцена. Однако, после включения pontского яруса в состав верхнего миоцена, она вместе с вмещающими отложениями должна быть отнесена к самой верхней части миоцена – pontу. Верхняя часть вохчабердской свиты в Приереванском районе имеет абсолютную датировку возраста пород около 6,2 млн. лет (Багдасарян, Гукасян, 1985). Следовательно, верхняя часть второй свиты может быть выделена в верхнюю подсвиту вохчабердской свиты и датирована pontом.

Из верхней подсвиты были отобраны образцы из прослоев глин и диатомитов для палинологических исследований. По определениям З.В.Алешинской, в этих образцах древесные породы (28,6%) представлены пыльцой грабинника или мелколистенного граба, кавказского бука, низкорослого пушистого дуба (шибляка Новороссийского района); pontийской жабрицы (Берг, 1955), горного клена,

лапинны. Пыльца травянистых растений (68-81%) представлена сложноцветными, розоцветными, гвоздичными. Споры отмечены редко. Эти виды растений указывают на субтропические (теплоумеренные) условия ландшафтов с элементами летнезеленых лесов, вечноzelеных подлесковых растений, а также на возможное развитие низкогорных и низовых лесов и болот в данной области в понтское время. Эти растения, а также пресноводно-солоноватоводный характер диатомей указывают на некоторую аридизацию климата в Севанском бассейне. Ландшафты этой эпохи приближались к современным ландшафтам предгорий Западного Кавказа (Новороссийский район).

**Нижний плиоцен** – киммерийский *региоярус*. Разделение Понто-Каспийского бассейна на Черноморский и Каспийский произошло во время шемахинской подвижки около 6,4-5,8 млн. лет назад (Зубаков, 1990) в самом конце понта и начале нижнего плиоцена в результате Транскавказского поперечного поднятия.

В Каспийском бассейне конец понтского времени совпадает с бабаджанской регрессией (5,6-5,19 млн. лет) или временем начального этапа формирования мощной глинисто-песчаной “продуктивной” толщи, которая на Апшеронском полуострове разделяется “святой перерыва” на понтскую и акчагыльскую части, когда уровень Каспия опустился до абсолютной отметки минус 500 м, а бассейн стал сверхсоленым – эвaporитовым (Милановский, 1968). После этой регрессии начала накапливаться верхняя часть продуктивной толщи, представленная балаханской и сабучинской свитами. Возраст этих свит, по данным трекового метода, от 5,5 до 4,1 млн. лет (Зубаков, 1990).

На верхнюю подсвиту вохчабердской свиты, развитую у села Арцвакар (севернее средневековой часовни), с размытом и угловым несогласием ложится третья свита норадузского разреза, представленная слоями дислоцированных, слаболитифицированных песчано-галечных отложений вулканогенного происхождения, преимущественно кислого состава, в том числе пемзами липаритового состава, с прослойями глин и известняков-ракушечников с *Dreissena* sp. и

мелкими гастроподами (*Limnaea* sp. и др.). Е.Е.Милановский считает, что отложения третьей свиты развиты также и в юго-восточной части Севанской впадины, в частности у села Субатан, где они замещаются белыми и розовыми липаритовыми туфами и туфобреекциями.

В отложениях третьей свиты А.П.Жузе выделила три комплекса диатомовых водорослей, насчитывающих 45 видов. Нижний комплекс характеризуют виды *Melosira arenaria* Moore. и *Cyclotella castracanae* Eulenst.(вымерший); средний комплекс – *Melosira arenaria* M o o r e и *Cyclotella Castracanae* E u l e n s t., встречающиеся в очень большом количестве. Средний комплекс содержит большое количество *Melosira arenaria* M o o r e irazli'nye formy *Cocconeis placentula* Ehrenb., *C. p. var. intermedia* C. I. (вымерший), *Cyclotella castracanae* E u l e n s t. – типичный для нижнего комплекса (редко), встречается также *Stephanodiscus niagarae* Ehrenb. (редко) – миоцен-плиоценовый вид, *Amphora mongolica* Oesterg. (редко) и др. Верхний комплекс диатомей представлен видами: *Amphora mongolica* Oesterg.(в массе) – пресноводный плиоценовый вид, известный из озер Байкал и Косогол, *Epithemia Hyndmannii* W. Schm. и его разновидности, *Melosira arenaria* M o o r e (нередко) *Stephanodiscus niagarae* Ehrenb. (нередко), *Navicula aff. subelongata* Skarb. (часто) и другие байкальские формы (17 форм) "холодного пресноводного водоема".

Диатомеи нижнего и среднего комплексов определены в большом количестве и свойственны видам пресноводных водоемов с некоторой галофитностью, т.е. слабой соленостью бассейна; возможно, в то время в области существовали степи и лесостепи. Верхний комплекс диатомей характеризует пресноводные водоемы холодных областей. По-видимому, в конце нижнего плиоцена (балаханская свита) во время накопления нижней части рассматриваемых отложений климатические условия были semiаридными, а затем стали semiгумидными. Севанский водоем полностью опреснел, климат похолодал и увлажнился.

По В.Л.Яхимович и др.(1965), в Прикамье и Предуралье, куда доходил Балаханский бассейн, преобладали темнохвойные леса с небольшим количеством ниссы, секвойи, бук, ореха и др.

Скважины 2 и 4, заложенные в Масрикской равнине в интервалах глубин, соответственно, 622-501 м и 560-396 м, вскрыли грубозернистые аллювиальные отложения мощностью более 160 м, внутри которых имеются пласты светло-розовых липарито-дакитовых туфов района села Субатан. Возраст их по К-Аг датировкам около 4,8 млн. лет (Багдасарян, Гукасян, 1985) – нижний плиоцен (балаханский ярус). Очевидно, что нижняя часть третьей свиты норадузского разреза также должна относиться к верхам нижнего плиоцена. Этот комплекс киммерийских отложений Севанской впадины нами объединен в субатанскую свиту. В разрезах этих скважин отложения мэотиса и понта отсутствуют. По-видимому, они размыты во время предакчагыльской глубинной эрозии. В то время в районе Большого Севана была выработана глубокая речная долина, которая затем была заполнена грубозернистыми отложениями, по возрасту соответствующими отложениям "свиты перерыва" Каспия. Впоследствии эти отложения были перекрыты озерными осадками верхнего плиоцена.

**Верхний плиоцен – акчагыльский региоярус.** В Армении акчагыльские морские осадки не обнаружены; в межгорных впадинах широко развиты озерные отложения верхнего плиоцена.

В скв.2 и скв.4, заложенных в Масрикской равнине, соответственно, в интервалах глубин 501-384м и 396-310м, глины, слаболитифицированные песчаники и алевролиты содержат: *Mactra* (*Avimactra*) *subcaspia* A n d r u s., *Cerastoderma* *dombra* A n d r u s., *Avicardium* *nicitini* A n d r u s. (определения Н.Н.Акрамовского), которые характерны для верхнего плиоцена (акчагыла) Каспийского бассейна. Кроме того, в отложениях указанных интервалов глубин А.Л.Чепальга\* определил следующие виды гастропод: *Radix ovata* D r a p., *R. auricularia* (L.), *Pseudoamnicola* sf. *brevicola* M a r t e n s., P.sp.

\* Институт географии РАН.

(вероятно, новый вид), Lymnaeidae gen. (обломки). По заключению А.Л.Чепалыги, возрастной интервал этой фауны очень широкий: неоген – четвертичный, судя по тому, что эти виды появились в неогене и обитают сейчас. Такая фауна характерна для стоячих вод и медленно текущих водоемов. Живет в горных озерах и ручьях (*Pseudoamnicola*) Кавказа и Средней Азии. Можно предположить, что водоем в районе Севанского бассейна был пресным или незначительно осолоненным. Но, как отмечает А.Л.Чепалыга, виды рода *Radix ovata* могут обитать на значительных глубинах, переходя на дыхание растворимым в воде кислородом, например в Женевском озере (в Альпах). В современном озере Севан обитает *Radix ovata* var.*rosea gallenstein*. Вероятно, эта фауна озера с миоценом существенно не изменилась.

Образцы из керна указанных скважин были изучены палинологически. В скв.2 и скв.4, соответственно, в интервалах глубин 50-384м и 396-310 м обнаружена пыльца следующих древесных растений (15-55%): бук, липа, граб, дуб, дзелква, каштан, орех, вяз, лещина, лавровицня, сосна, гранат, маслина. Пыльца трав (38-84%) представлена маревыми, злаковыми, разнотравьем. Изученная флора содержит элементы как вечнозеленых, так и умеренных летнезеленых мезофитных растений, характерных как для увлажненных современных лесов западной части Южного Кавказа, так и ксерофитных растений, произрастающих в засушливых условиях восточной части Южного Кавказа. Такая контрастность растительного сообщества в Армении в позднем плиоцене могла быть связана с низкогорным и отчасти среднегорным рельефом Малого Кавказа, позволяющим проникнуть сюда воздушным путем пыльце растений как из субтропического Черноморского, так и аридного Каспийского регионов и вместе с пыльцой местной флоры создавать разнообразное сочетание растительного покрова. По-видимому, в то время ландшафты Армении отличались семигумидным (сезонновлажным) климатом с жарким сухим летом и теплой влажной зимой, преобладанием вечнозеленой жестколистной древесной и кустарниковой растительности, приближающейся к современной субтропической саванне.

Аналогичные климатические условия для Восточного Закавказья констатировал И.В.Палибин (1915,1936), изучивший растительные остатки из акчагыла Эльдарской и Ширакской степей.

Акчагыльский региоярус Каспийского бассейна имеет двучленное деление. Квабебские слои Куринской депрессии залегают сразу над пеплом с трековым возрастом  $2,55 \pm 0,20$  млн. лет (Зубаков, 1990). Палеомагнитные характеристики морских отложений акчагыла (хребет Боздаг) показывают прямую намагниченность нижней половины акчагыла и обратную – верхней, что позволяет сопоставить их, как указывают Г.З.Гурарий и В.М.Трубихин (Трубихин, 1977), соответственно, с ортозонами Гаусс и Матуяма палеомагнитной шкалы. По данным В.А.Зубакова (1990), фауна Квабеби (Восточная Грузия) относится к нижнему акчагылу или эпохе “малой” акчагыльской трансгрессии, а по экологическому составу отражает ландшафты влажных саванн. Из этих данных следует, что отложения, вскрытые скв.2 и скв.4 (гл. 501-384 м и 396-310 м), следует отнести к раннему этапу развития акчагыльской трансгрессии – “малому акчагылу”. Отложения позднего этапа или “великого акчагыла” в этих скважинах не зафиксированы.

В скважинах 2 и 4, соответственно, в интервалах глубин 384-376 м и 310-282 м вскрыты грубозернистые отложения (валуны, галька, гравий, песок) довольно большой мощности, которые, несомненно, должны быть отнесены к концу позднего акчагыла, к его регressiveйной стадии и к началу эоплейстоцена, когда происходили аридизация и похолодание.

К акчагылу можно отнести долериты района г.Гавар, если допустить, что они сопоставимы с таковыми среднего течения р.Раздан, возраст которых, по точным радиометрическим определениям (Балог Кадош и др., 1990), равен 2,47 млн. лет. Кроме того, раннему акчагылу принадлежат андезиты и андезито-базальты Манычарского плато (т. н. “манычарские”), которые Е.Е.Милановский относит к пятой свите норадузского разреза и датирует началом плейстоцена. Однако возраст их по радиометрическим определениям около 2,5 млн. лет (Багдасарян, Гукасян, 1985).

## Четвертичная система

**Эоплейстоцен** – апшеронский региоярус. В Севанском бассейне к апшерону можно отнести отложения, вскрытые скв.4 в интервале глубин 282-247м над грубозернистыми породами, пограничными между верхним плиоценом и эоплейстоценом и представленными озерными слаболитифицированными туфопесчаниками и туфоалевролитами с многочисленными прослойями глин и диатомитов. Мощность этих отложений в скв. 4-35 м. По результатам споровопыльцевого анализа З.В.Алешинской, в нижней части интервала 282-270 м установлено 18-20% пыльцы древесных пород: дуба, липы, вяза, клена, ивы. Доминирующая в спектрах пыльца травянистых растений (около 80%) представлена значительным разнообразием форм, относящихся к семействам злаковых, осоковых, зонтичных. Для палинофлоры средней части этого интервала (270-265 м) изучена пыльца древесных пород (до 12%), принадлежащая иве, дубу, вязу, ясеню. Пыльца травянистых растений составляет около 90% и представлена злаковыми, гречишными, маревыми, полыньями, сложноцветными. Для верхней части интервала (265-247 м) характерно присутствие пыльцы древесных пород 22-23%: ели, сосны, березы, дуба, вяза, ясени, ивы, граба, бересклета, ольхи. Травы и кустарнички представлены пыльцой маревых, злаковых, сложноцветных, гречишных.

Таким образом, за время накопления этих отложений наблюдается трехкратная смена растительных сообществ. При накоплении нижней части интервала произошло похолодание по сравнению с верхним плиоценом. Доминирующими типами растительности стали дубовые и смешанные широколиственные лесные и разнотравные степные ассоциации. Установились лесостепные (семигумидные) ландшафты с умеренным климатом – снежной холодной зимой и относительно влажным летом. Немногочисленные данные по средней части интервала позволяют предположить, что стали преобладать безлесные ландшафты, листопадные леса росли только на небольших участках по долинам рек, в поймах. Климат стал сухим и сравнительно теплым, способствующим отложению кристаллов

гипса. Преобладали степные и лесостепные (семиаридные) ландшафты. Спорово-пыльцевые комплексы верхней части интервала свидетельствуют, что появились хвойно-широколиственные леса с островками лесостепи. Климат стал достаточно увлажненным, умеренно-континентальным.

В четвертой свите норадузского разреза, которая Е.Е Милановским отнесена к верхнему плиоцену, А.П.Жузе определила свыше 40 форм диатомовых водорослей, возраст которых верхний плиоцен – нижний антропоген, а по новой схеме – эоплейстоцен. Наиболее распространенными среди них являются *Fragillaria capucina* D e s m., *Fr. Pinnata* E h r., *Fr. construens* (Ehr.) G r u n., *Cocconeis placentula* E h r. var. *lineata*, *Stauroneis phoenicenteron* E h r., *Pinnularia viridis* N I t z s ch., *Navicula cuspidata* и др. Согласно А.П.Жузе, эта флора представлена в основном донными и обрастающими формами, характеризующими прибрежные условия сильно заастающего эвтрофного, мелководного водоема. По-видимому, такие условия могли соответствовать времени накопления осадков средней части интервала глубин 270-265 м (скв.4), когда происходила аккумуляция гипса.

Последовательность климатических событий эоплейстоцена в Севанской впадине и Каспийском бассейне, видимо, была единой. Так, по В.А.Зубакову (1990), апшеронский региоярус разделяется по ритмостратиграфическому принципу на три климатоседиментационных цикла. Нижнеапшеронский цикл характеризуется обедненной фауной сильно опресненного бассейна (СКТ 9)\*, а климат – более теплыми и влажными, по сравнению с современными, условиями. В среднем апшероне происходила регрессия Каспия и аридизация (СКТ 7). Заключительный позднеапшеронский пик трансгрессии (СКТ 6) характеризуют спорово-пыльцевые спектры елового редколесья с участием карликовой бересклети, свидетельствующие о довольно холодных климатических условиях и развитии лесотундровых ландшафтов. Эти данные хорошо согласуются с данными палинологического и диатомового анализов по Севанской впадине и говорят о принадлежности указанных выше отложений к эопле-

\* СТК – суперклиматы по В.А.Зубакову (1990).

йстоцену, когда происходило трехкратное изменение ландшафтно-климатических условий.

На западном побережье озера Севан, в районе между сс. Арцвакар и Норадуз имеется обрыв высотой в 100 м, обращенный в сторону озера и простирающийся по плоскости сбросово-взбросового разрыва с юг-юго-запада на север-северо-восток, детально изученного Е.Е.Милановским (1952). Разрез отложений этого обрыва, известный под названием “собственно норадузский”, неоднократно описывался в научной литературе (Паффенгольц, 1934; Милановский, 1952). Приведем лишь краткое описание с добавлениями наших наблюдений (снизу вверх).

Глубина	в м
1. Галечники аллювиальные, представлены обломками (до 10 см) хорошо окатанных андезитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов, туфобрекчий; промежутки между гальками часто заполнены песком и алевритом; поверхность слоя неровная, размыта, видимая мощность 20 м.....	0-20
2. Пролювиально-делювиальные отложения: суглинки, супеси, гравий с линзами косослоистых песков; в верхней части слоя наблюдаются два ясно выраженных прослоя (или линзы) суглинков, мощностью 1-1.5 м, разделены они галечным прослоем (до 1.5 м); слой слаболитифицирован; поверхность слоя неровная, размыта .....	23-25
3. Переслаивание вулканогенно-осадочных (вулканотерригенных) пород: туфогалечников, туфогравия, туфопесков, туфоалевритов, туфопелитов. Обломки слабо, редко хорошо окатаны, иногда угловатые; слои слаболитифицированы; некоторые слои имеют неясную, иногда косую слоистость, напоминающую береговой вал; между слоями наблюдается частая обособленность, выраженная слабым, редко резким размывом. Мощность всего комплекса пород переменная (30-80 м), в среднем около 60 м	25- 80
4. Пирокластические породы андезитового состава: агломераты, шлаки, бомбы, лапиллы, пески, иногда спекшиеся .....	80-88
5. Андезиты сильно пористые, имеют вид спекшихся шлаков, разобщены на три (до 2 м) прослоя, пространство между которыми заполнено пирокластическим материалом; мощность слоя	

варьирует (7-13м) в среднем около 10м .....	88-98
6. Прибрежные озерные отложения: пески полимиктовые, с большой примесью хорошо окатанных гравийно-галечных обломков (до 10см) андезитов, андезито-дацитов, а также черных спекшихся шлаков; хорошо видна частая, несколько волнистая косая слоистость, отражающая древний береговой вал озера Севан.....	98-100
7. Пролювиально-делювиальные отложения, слагающие поверхность Норадузской возвышенности: суглинки с примесью песка, гравия, обломков шлака и пемзы, мощность которых варьирует в пределах 5-15м .....	100- 115

Литологический состав и строение отложений этого разреза представлены сложным комплексом пород. Аллювиальные галечники, залегающие в основании разреза, отличаются плохой сортировкой, хаотичностью, нагроможденностью, грубостью, но хорошей окатанностью. Они вскрыты буровой скважиной у сел. Норадуз на глубине 84 м, ниже береговой линии озера (Балъян, Бошнагян, 1964). По данным Е.Е.Милановского (1952), эти галечники залегают на Манычарском покрове андезитов и андезито-базальтов (2,5 млн. лет), они весьма сходны с эоплейстоценовыми галечниками нубарашенской террасы Приереванского района и имеют такой же возраст. Если они сопоставимы с галечниками нубарашенской террасы, то, безусловно, являются фрагментом 170-180-метрового уровня апшеронских наклонных равнин и террас предгорий Малого Кавказа, ныне поднятых на высоту до 2000м. Следовательно, они относятся ко времени формирования флювиогляциальных отложений Кусарского плато Кулинской депрессии, т.е. к так называемому “морозному времени” или эпохе сильного похолодания в конце эоплейстоцена и чегемского оледенения Большого Кавказа (Милановский,1964). В это время позднеапшеронская трансгрессия регрессировала и переходила в стадию тюркянской регрессии Каспия. Именно к этой эпохе должны быть отнесены галечники норадузского разреза, если учесть, что в Армении в это время были также холодные климатические условия.

Залегающие выше галечников пролювиально-делювиальные отложения накапливались на дне крупного оврага в результате делюв-

иального смыва материала со склонов и размыва его временными потоками. На неровной, размытой поверхности пролювиально-делювиальных отложений залегает сложный комплекс вулкано-терригенных пород. Их окатанность говорит о осаждении в водной (озерной) среде, они синхронны извержению; частая обособленность слоев между собой, иногда выраженная резким размывом, значительная мощность (более 60 м) говорят о длительном времени их накопления. Центры извержений, откуда был переотложен материал, не установлены. По-видимому, они находятся под вулканическим покровом Ератумберской группы вулканов. Венчающие норадузский разрез андезиты и подстилающие их пирокластические породы весьма сходны с таковыми норадузского вулкана и являются составной частью Ератумберского андезитового покрова (Милановский, 1952). К.Н.Паффенгольц (1934) эти лавы, по их петрографическому составу, относит к типу "Е" и датирует голоценом. Е.Е.Милановский (1952) отмечает, что этот покров в высокогорной зоне Гегамского нагорья "не затронут позднеплейстоценовыми ледниково-выми процессами" и также считает их голоценовыми.

Таким образом, вулкано-терригенные породы норадузского разреза могут иметь значительный временной интервал формирования – ранний-поздний неоплейстоцен. Андезиты, венчающие разрез вместе с подстилающим их пирокластическим материалом и перекрывающими прибрежно-озерными отложениями, а также вулкан Норадуз могут относиться к голоцену.

### **Неоплейстоцен**

**Нижнее звено – бакинский горизонт.** В скв.2 и скв.4, заложенных в Масрикской равнине в интервалах глубин, соответственно, 350-311 м и 247-235 м, вскрыты грубозернистые (валунно-галечные) отложения. В скв.4 над этими грубозернистыми отложениями в интервале глубин 235-188 м залегают чередующиеся глинистопесчаные слои, в которых Н.Н. Акрамовский определил фауну моллюсков: *Dreissena dilluvii A b I*

с h, *Micromelania caspia* E I с h w. Последняя форма является руководящей для бакинских отложений Каспийского бассейна (Федоров, 1957, 1978). Отмечу, что *Dreissena dilluvii* A b I с h, Н.Н.Акрамовский (1956) определил и в нижненеоплейстоценовых озерных отложениях Ширакской впадины.

По результатам спорово-пыльцевого анализа З.В.Алешинской в отдельных образцах этого интервала насчитывалось до 300 зерен. В большинстве образцов пыльцы и спор мало или их нет совсем. Это, видимо, связано с литологическим составом пород, где велика роль грубозернистых осадков вулканического происхождения. В образцах нижней части интервала (235-220 м) преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений, главным образом, ксерофитов – маревых (18-32%) и полыни (25%). В небольшом количестве присутствует пыльца злаковых (5%), осоковых (2%), разнотравья (2%). В отдельных образцах наблюдается высокое содержание (25-70%) пыльцы древесных и кустарниковых пород. Среди них преобладают береза (до 52%), тополь (до 15%), сосна (до 58%). Отмечена пыльца дуба (до 5%), бук (до 10%), граба, вяза; пыльца кустарников представлена лещиной и ивой.

Диатомовые водоросли в отложениях нижней части этого интервала глубин согласно З.В.Алешинской представлены 28 пресноводными и пресноводно-солоноватоводными видами и разновидностями, принадлежащими к 15 родам. Среди них планктонных форм пять: *Melosira granulata* var. *angustissima* O.M u l l., *M. moniformis* O.M u l l., *Cyclotella comta* (Ehr.) K u t z., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) G r u n., *S. niagarae* E h g., остальные формы – донные. Присутствие *Stephanodiscus niagarae* E h g. подтверждает озерный режим осадконакопления.

В отличие от нижней части указанного интервала в средней его части (227-220 м) преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений (78-98%). Содержание пыльцы древесных и кустарничковых пород колеблется от 2% до 20%, преобладает пыльца кустарников. Среди пыльцы древесных пород только в отдельных образцах наблюдается высокое содержание пыльцы ивы и тополя.

Единично представлена пыльца граната, ореха, дуба, вяза, липы. В группе пыльцы трав и кустарничков преобладают ксерофиты: полынь (13-79%), маревые (10-90%), злаковые (до 10%), осоковые (до 5%), присутствует пыльца эфедры (до 3%) и разнотравья.

Диатомовые водоросли средней части этого интервала попадаются не во всех образцах и представлены в основном пресноводными и пресноводно-солоноватоводными формами: *Cyclotella kuetzingiana* var. *radiosa* F r I c k e., *Stephanodiscus* sp. (планктонные) и *Diatoma vulgare* var. *breve* G r u n., *Coccconeis thomasina* B r u n. (донные), характерными для озерно-аллювиального режима.

Выше по разрезу скв.4 (227-188 м) наблюдается высокое содержание пыльцы древесных и кустарниковых пород (21-98%). Преобладают широколиственные породы: дуб (до 52%), вяз (до 48%), граб (до 28%); березы до 26%. В верхней части интервала появляются ель (до 15%) и сосны (до 25%). Среди пыльцы травянистых растений и кустарничков, составляющих от 2% до 70%, преобладает пыльца разнотравья (до 70%). Диатомовые водоросли в этом интервале насчитывают 24 вида и разновидностей, принадлежащих к 12 родам. Из них 16 пресноводных форм и 8 пресноводно-солоноватоводных, которые населяли озерный водоем, где соленость не превышала 0,3-0,5 %, а воды озера были холодными (*Navicula aff. subelongata* S k a b.).

Таким образом, отложения в интервале глубин 235-188 м (скв. 4), содержащие фауну бакинского облика Каспия, можно датировать нижним звеном неоплейстоцена. В период формирования этих отложений выделяются три ландшафтно-климатических этапа. Первый этап охватывает время формирования нижней части этого интервала, когда господствовали лесостепные ландшафты при семигумидных условиях. Вероятно, Малый Кавказ уже представлял собой среднегорную страну, где существовали два вертикальных пояса – низкогорный и среднегорный. Среднегорный пояс был занят сосново-березово-широколиственными лесами, а низкогорный – степями. Средняя часть отложений формировалась во время аридизации климата, когда резко сократились лесные пространства и стали

преобладать степные ландшафты. Затем началась новая волна увлажнения и похолодания, стали господствовать широколиственные и хвойно-широколиственные леса.

**Среднее звено – хазарский горизонт.** По разрезу скв.4 над нижним звеном неоплейстоцена в интервале глубин 188-165 м вскрыты галечно-гравийные отложения. Вероятно, они соответствуют новому этапу активизации тектонических движений (поднятию) Малого Кавказа, эрозионному врезу рельефа на фоне падения уровня Каспийского моря в период урунджикско-сингильской регрессии. В это время озерный режим Большого Севана сменился накоплением грубозернистого речного аллювия.

Выше по разрезу этой скважины в интервале глубин 165-76 м снова вскрыты глинистые отложения озёрного генезиса. Видимо, тектоническая активность на Малом Кавказе ослабла, а уровень Каспия стабилизировался, происходила раннехазарская трансгрессия.

Палинологические спектры этого интервала разнообразны. Внизу отмечается высокое содержание пыльцы древесных пород: ели, сосны, дуба, граба, березы, липы, вяза, свидетельствующее о наличии хвойно-широколиственных лесов. В средней части содержание пыльцы хвойных пород (ель, сосна) уменьшается и увеличивается содержание пыльцы трав, а еще выше по разрезу доминирует пыльца сухих степей – полыни, злаковых, маревых. Среди спор определены зеленые мхи и папоротники. Диатомовые водоросли в самой верхней части этого интервала представлены: *Melosira arenaria* M o o g e., *Navicula tuscula* (Ehr.) G r u n., *Amphora ovalis* K u t z, *Diploneis ovalis* (Hilse.) C l., *Fragilaria brevistriata* G run., *F. virescens* R a b f s. и др. Эти формы диатомей характерны для пресных, олиготрофных (холодных) водоемов, где соленость вод колеблется от 0,01 до 0,5%, а растительность представлена хвойными и мелколиственными лесами (сосна, лиственница, карликовая береза).

Таким образом, в начале среднего неоплейстоцена в бассейне озера Севан в результате усиления тектонических движений положительного знака происходила речная эрозия, которая вскоре сменилась нормальным озерным осадконакоплением при довольно влажн-

ых и прохладных условиях. Озерные воды этого бассейна были холодными, пресными, содержали мало питательных веществ. Затем постепенно происходила аридизация области – уменьшалась влажность, увеличивалась температура, в середине эпохи установились semi-аридные условия – сухие степи, примерно такие, какие ныне существуют на Ааратской равнине и ее предгорьях. А в конце эпохи климат снова стал увлажняться и похолодал. Следует учесть, что в среднем неоплейстоцене Малый Кавказ уже превратился в высокогорную страну с хорошо выраженными вертикальными природными поясами.

**Верхнее звено – хвалинский горизонт.** В скв.4 над отложениями среднего звена неоплейстоцена в интервале глубин 76-72 м залегают грубоозернистые аллювиальные отложения, по-видимому, относящиеся к началу позднего неоплейстоцена и синхронные ательской регрессии Каспия, которая, как известно (Свиточ и др. 1998), протекала в период своего максимального развития при континентальном, сухом и холодном климате, а в ландшафтах господствовала степная растительность с обилием ксерофитов и галофитов. В этих отложениях органические остатки не обнаружены.

Выше по разрезу этой скважины в интервале глубин 62-19 м, в озерных глинисто-суглинистых отложениях содержание пыльцы древесных пород незначительно; в отдельных образцах ее содержание достигает 16-52%. Она относится к ели, сосне, березе, осине, лещине, дубу, буку, клену. Пыльца травянистых растений (73-85%) представлена маревыми, злаковыми, сложноцветными, гречишными, лютиковыми. Обнаружены единичные споры плаунов, папоротников. Эти данные позволяют предполагать, что в верхнем неоплейстоцене в бассейне озера Севан существовали хвойные и мелколиственные леса с элементами широколиственных деревьев. Большая часть территории была занята лугово-разнотравной растительностью. Климатические условия были достаточно влажными и холодными.

Верхнюю часть разреза скв.4 мощностью 19 м следует отнести к голоцену. Скважина в интервале 19-3 м вскрыла грубоозернистый ма-

териал, принадлежащий р.Масрик, который может быть сопоставлен с эпохой мангышлакской регрессии Каспия.

## Голоцен

Большая высота расположения озера Севан, замкнутость акватории, изолированность благодаря высоким горным хребтам, уникальность культур бронзового и железного веков, захороненных в голоценовых отложениях озера, выделяют этот регион как особо интересный среди других регионов Армении по специфическим условиям индивидуального развития его природной среды в голоцене и взаимодействию с человеком.

Среди изученных нами многочисленных разрезов голоценовых отложений озера наиболее представительными и информативными оказались следующие разрезы: Норашенского и Лчашенского археологических памятников, дельты р.Дзкнагет в обнажениях и по буровой скважине глубиной 42,5 м, обнажений в устье р.Аргичи, болота Гилли в долине р.Масрик (рис.9,10,11,12,13) (Саядян, Алешинская, 1972; Саядян и др. 1977; Варданян и др.1985; Саядян,1991)

Приведу описание только разреза Норашенского поселения, который содержит наибольшую информацию (Саядян и др. 1977). Разрез расположен на левой стороне выемки новой автомобильной дороги между городами Севан – Гавар на расстоянии 2 км от развилки на дороге у села Норашен. Разрез находится непосредственно под северным краем южной части территории крепости Норашен. Прибрежные осадки озера Севан здесь прислонены к голоценовым андезитам, в слоях которых обнаружена археологическая культура бронзового века. Разрез слоев озерных осадков и археологической культуры (снизу вверх) следующий (рис.10).

Глубина  
в м

- |  |           |
|--|-----------|
| 1. Глина неслоистая серая, редко встречаются железо-марганцевые конкреции..... | 4.50-3.70 |
| 2. Погребенная гидроморфная почва, суглинистая, черная.....                    | 3.70-3.60 |

3. Песок вулканический, разнозернистый, в верхней части содержит массовые скопления цельных и раздробленных раковин моллюсков, среди которых В.Н.Курсалова определила: <i>Limnaea stagnalis</i> L. (85%), <i>L.(Radix) ovata</i> D r a p. (0,5%), <i>Planorbis planorbis</i> L.(5%), <i>Gyraulus laevis</i> (Alber)(0,05%), <i>Pisidium casertanum</i> P a l.(5%), <i>Succinella oblong</i> D r p. (1 экземпляр); А.Л.Чепалыга подтвердил наличие этих видов и добавил <i>Radix auricularia</i> L., <i>Planorbis carinatus</i> M u l l. В верхней части этого слоя, на глубине 3м возраст раковин моллюсков по радиоуглеродному анализу равен $6270 \pm 170$ лет (МГУ-215).....	3,60-2,95
4. Культурный слой эпохи ранней бронзы, состоящий из трех строительных слоев и нескольких прослоев и линз, содержит большое количество раздробленной, редко цельной керамики, остатки костей домашних животных (коров, коз, овец, лошадей—определения А.Н.Мотузко**).....	2,95-1,50
5. Культурный слой середины II тысячелетия до н.э., сформированный в погребенной гидроморфной почве, суглинистой, черного цвета; содержит раздробленную, редко цельную, керамику и остатки костей домашних животных (коров, коз, овец, лошадей—определения А.Н. Мотузко).....	1,50-1,35
6. Песок и супесь вулканический (пляжевый), разделенный 5-7-см прослоем гидроморфной суглинистой почвы; содержит массовые скопления цельных и раздробленных раковин моллюсков, среди которых В.Н.Курсалова определила: <i>Limnaea stagnalis</i> L. (0,01%), <i>L. (Radix) auricularia</i> L. (27,5%), <i>Valvata piscinalis</i> M u l l.(13,9%), <i>Planorbis planorbis</i> L.(51,5%), <i>Pisidium casertanum</i> (6,9%), <i>Succinea putris</i> (0,01%); возраст раковин этих моллюсков с глубины 0,6 м по двум определениям равен $2090 \pm 70$ лет (МГУ-244) и $2020 \pm 120$ лет (МГУ-215) а с глубины 0.9 м – $3180 \pm 130$ лет (МГУ-251).....	1.35-0.50
7. Осыпь (образовалась при строительстве дороги) с большим количеством щебня и глыб андезитов различной величины.....	0.50-0.00

Археологическую культуру в слоях 4 и 5 изучила Э.В.Ханзадян (Саядян и др., 1977). В слое 4 нижний строительный слой мощно-

\* Московский государственный университет им. МВ..Ломоносова (МГУ).

\*\* Минский государственный университет (Беларусь).

стью 35-40 см имеет темно-серую, местами черную окраску, содержит прослой древесной золы. На глубине 2.95м на озерных осадках залегает пол нижнего строительного слоя, смонтированный из галечников глыбовых андезитов, сверху покрытый глиной. В этом слое много костей домашних животных, рыб, обсидиановых и костяных орудий труда, множество обломков, редко цельной, чернолощенной керамики, попадаются раздробленные раковины наземных моллюсков, имеются следы костров, остатки золы древесного угля. Над нижним строительным слоем расположен средний строительный слой мощностью 25-30см, богатый раздробленной керамикой и остатками домашних животных. Пол этого слоя также смонтирован из мелкой гальки андезитов, сверху покрытой глиной. Верхний строительный слой мощностью 30 см состоит из двух прослоев темной и светлой окраски. В них обнаружены черепки чернолощенной керамики, кости домашних животных, следы костра, остатки золы, древесного угля. Пол этого верхнего строительного слоя 10-15 см целиком смонтирован из глины.

Археологическая культура середины II тысячелетия до н.э. Норашенского разреза обнаружена в погребенном гидроморфном почвенном слое 5 мощностью около 15 см. Она залегает над верхним строительным слоем эпохи ранней бронзы. Керамика, по данным Э.В.Ханзадян, здесь представлена обломками простых горшков, кувшинов с изогнутым широким венчиком, черного и серого цветов. Они украшены горизонтальными поясами, семечковым орнаментом, рельефными шишками. Аналоги этих сосудов встречаются в Армении во всех памятниках эпохи поздней бронзы.

В обнаженных из-под вод озера Севан прибрежных голоценовых отложениях и на их поверхности в районе г.Севан (у бывшего села Цамакаберд), в районе монастыря Айриван и у села Дараник С.К.Межлумян (1988) обнаружила скопления костей, остатки костей, принесенных селевыми потоками, и костеносые линзы, среди которых определила остатки следующих млекопитающих: *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Ursus arctos*, *Martes foina*, *Meles meles*, *Lutra lutra*.

*lutra, Pantera pardus, Equus hemionus, Sus scrofa, Cervus elaphus, Capra aegagrus, Ovis ammon, Bison bonasus.*

По результатам исследований этих разрезов составлен сводный график сопряженного палеогеографического анализа голоценовых отложений (рис.13), суть которого сводится к анализу развития основных компонентов природной среды в Севанском бассейне: флоры и растительности, климатических изменений, колебаний уровня озера и их влияния на расселение и условия проживания человека. Наиболее существенные результаты получены по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, которые хорошо совпадают с результатами других анализов, характеризуют озерную систему и изменения ландшафтов Севанского бассейна по отдельным срезам голоцена. Выделяются 12 этапов (климатолитов) изменений ландшафтно-климатической обстановки со специфическими особенностями развития каждого этапа. Хроностратиграфия голоцена дается по М.И.Нейштадту (1985), (рис.13).

Древний голоцен (12000-10000 лет) или пререкордный от неоплейстоцена к голоцену этап на Малом Кавказе характеризуется дегляциацией горных хребтов. В сводном разрезе голоценовых отложений озера Севан он начинается формированием торфяников болота Гилли около 11800 лет назад и совпадает по времени с началом образования торфяников на Русской равнине, которое произошло после отступления позднеледникового покрова.

Ландшафты древнего голоцена Севанского бассейна соответствуют 12-му этапу их развития, который подразделяется на две стадии – раннюю и позднюю. В раннюю стадию, сразу же после дегляциации горного оледенения, высокогорный пояс был представлен нивальной и альпийской растительностью, а в горно-степном поясе преобладали холодные степи и торфяники. По-видимому, древесная растительность или отсутствовала, или была представлена морозостойкими ассоциациями. Но уже в поздней стадии появились и стали доминировать дубово-сосновые леса с участием бересклета и ели. В целом климатические условия области были континентальными, прохладными (холодными), а уровень вод озера превышал абсолютную отме-

тку 2000 м. Древний голоцен в Севанском бассейне совпадает с позднехвальинской трансгрессией Каспия, когда, по А.А.Свиточу (2002), уровень моря доходил до нулевой отметки. По палинологическим данным (Абрамова, 1980, 1982; Супрунова, Вронский, 1968), в Западном Прикаспии в позднехвальинское время доминировали лесные ценозы с господством березовых и мезофитных широколиственных лесов. Конечная стадия позднехвальинской трансгрессии протекала в условиях прохладного (холодного) субарктического этапа голоцена.

Ранний голоцен (10000-8000 лет) Севанского бассейна характеризуют ландшафты 11-го этапа развития, которые в высокогорном поясе были представлены альпийской и субальпийской растительностью, а в горно-степном поясе преобладали ксерофитные степи. Древесная растительность, видимо, сохранялась в виде редких и мелких островков в долинах рек. Уровень воды в озере опустился, вероятно, до самой низкой абсолютной отметки за весь голоцен – до 1860 м. В целом, произошло резкое потепление, а климат стал аридным.

Время раннего голоцена в Севанском бассейне совпадает с эпохой мангышлакской регрессии Каспия, когда уровень моря понизился до самой низкой абсолютной отметки за весь голоцен – до минус 50 м (Федоров, 1978). По палинологическим данным (Абрамова, 1980; Вронский, 1980, 1987), в Каспийском регионе в послехвальинское время, перед началом новокаспийской трансгрессии произошла резкая аридизация климата. Широкое распространение получила полупустынная, а местами господствовала пустынная растительность. Лесная растительность почти отсутствовала.

Средний голоцен (8000-2500 лет – 10, 9, 8 и 7 этапы развития ландшафтов). Первую половину среднего голоцена (8000-5000 лет) характеризуют ландшафты 10-го этапа их развития, когда в высокогорном поясе преобладала альпийская и субальпийская растительность, горно-лесной пояс был представлен широколиственными лесами с участием бересклета, сосны и ели, а горно-степной пояс – мезофитными степями. Особенности ландшафтов этого среза голо-

цена Севанского бассейна дают основание допустить, что климатические условия области вновь резко изменились, теперь уже в сторону смягчения и увеличения увлажнения. Они были более влажными, чем современные и способствовали повышению уровня вод Севана, по-видимому, до абсолютной отметки 1925 м.

Во второй половине среднего голоцене (5000-2500 лет), во время 9-го, 8-го и 7-го этапов развития ландшафтов в Севанском бассейне, по сравнению с предыдущим этапом, произошла аридизация климата области. В высокогорном поясе произрастала альпийская и субальпийская растительность, в горно-степном преобладали ксерофитные степи, а горно-лесной пояс был занят широколиственными лесами с участием сосны и березы. В эту эпоху климат области был суще современного, а уровень озера Севан не превышал абсолютной отметки 1905м. Середина среднего голоцене Севанского бассейна сопоставим с эпохой новокаспийской трансгрессии Каспия и климатическим оптумумом голоцена (6000-5000 лет).

Археологические памятники эпохи неолита и энеолита в бассейне озера Севан, а также в других горных и высокогорных районах Армении и Южного Кавказа не обнаружены. Этот факт можно объяснить неблагоприятными (влажными) для проживания человека климатическими условиями, существовавшими тогда в горных областях. Такие памятники в Армении имеются в Арагатской впадине, расположенной на 1000 м ниже уровня озера Севан, на берегах древних, ныне сухих притоков Аракса, которые в то время, вероятно, были обводнены, а также на низменных участках речных долин северо-востока Армении.

Дальнейшая аридизация Севанского бассейна во второй половине среднего голоцена способствовала заселению побережья озера. В эту эпоху возникли такие крупные поселения, как Лчашенское, Норашенское, Айриванское и другие, которые существовали до конца II тысячелетия до н. э. За это время имели место неоднократные колебания уровня озера Севан, которые вынуждали людей мигрировать вместе с перемещениями береговой линии озера. Об

этом свидетельствуют строительные слои III тысячелетия до н. э. в Норашенском поселении (рис.10).

Культурные слои эпохи поздней бронзы в Лчашенском и Норашенском поселениях залегают над верхним слоем эпохи ранней бронзы с перерывом около 500 лет, однако, между этими слоями озерные остатки отсутствуют. Следовательно, надо полагать, что поднятие уровня Севана в эту эпоху не достигало поселений. Наиболее примечательными памятниками второй половины среднего голоцене в Армении остаются Лчашен и Норашен на побережье озера Севан, датируемые эпохой средней и поздней бронзы, а также Мецамор в Арагатской равнине.

Поздний голоцен (2500 лет по настоящее время) характеризуется шестью последующими вверх по разрезу этапами развития ландшафтов в Севанском бассейне, отчетливо свидетельствующими о наличии субальпийской и альпийской растительности в высокогорном поясе и лесной – в горно-лесном поясе. В целом эти ландшафты не отражают существенных изменений в их развитии и климатических условиях, за исключением эпохи максимального увлажнения области, отмеченного шестым этапом, около 2000 лет назад, когда в горно-лесном поясе преобладали широколиственные леса с участием ели. Уровень озера Севан поднялся до современной максимальной отметки 1915 м. Дальнейший ход климатических изменений обусловил те или иные флюктуации в развитии ландшафтов и колебания уровня озера в пределах 1905-1915 м. Максимальный уровень озера – 1915м фиксируют трансгрессивные осадки, датированные по  $C^{14}$  около 2000 лет назад, и все культурные слои Лчашенского и Норашенского поселений.

Восстанавливая ландшафтную обстановку Севанского бассейна в позднем голоцене, можно допустить, что климатические условия области были близки к современным, а уровень вод озера не поднимался выше абсолютной отметки 1915м. В периоды понижения уровня озера Севан освобождались значительные площади прибрежной полосы с участками плодородных болотных почв, которые широко использовались в хозяйстве. Но во время дальнейшего

подъема уровня озера эти земли были затоплены. Полуостров в озере Севан во время подъема уровня воды превращался в остров.

Интересные данные по колебаниям температуры и увлажненности в Севанском бассейне за последние 2900 лет приводит В.П. Гричук (1980) по результатам спорово-пыльцевого анализа обнажения дельты р.Дзкнагет (рис.9). В позднем голоцене В.П.Гричук установил две эпохи, характеризующиеся различиями в степени увлажненности и по температурному режиму – первая охватывает время от 2900-2600 лет назад до 1750-1300 лет назад и характеризуется большей увлажненностью, чем современная, вторая отличается наибольшим ухудшением климата за все последующее время до наших дней, в экстремальную фазу – XII-XIII вв. зимние и летние температуры были на 12<sup>0</sup> ниже современных, а годовая сумма осадков уменьшалась на 100-150 мм.

Интересные палеоботанические данные получены Л.Мирзоян и др. (1998) при изучении многослойного поселения поздней бронзы – раннежелезного века у села Ором (Ширакская впадина) Здесь выявлены как культурные (зерновые), так и дикорастущие растения. По данным этих исследователей особое место среди пшениц занимала двузернянка–полба, которая малотребовательна к почвенно—климатическим условиям произрастания и отличается высокой засухоустойчивостью. Эти данные хорошо согласуются с вышеупомянутыми палинологическими данными для среднего и позднего голоцена Севанской впадины, особенно если учесть, что абсолютные высоты района села Ором и голоценовых осадков озера Севан находились почти на одном уровне (около 1900-2000м).

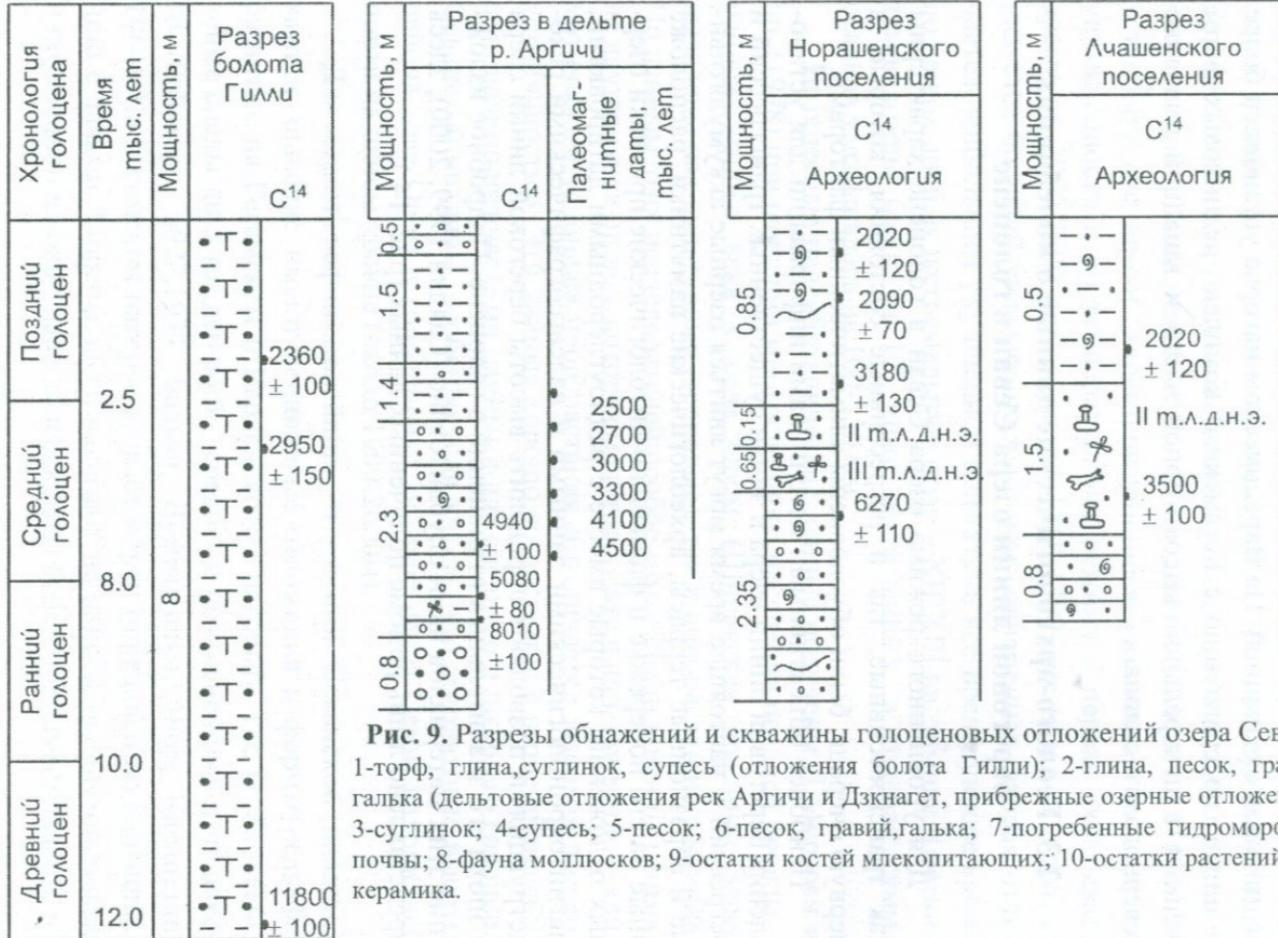
Для стратиграфии новейших отложений Севанской впадины важное значение имеют ледниковые отложения и формы рельефа, развитые на Гегамском и Варденисском нагорьях, где установлены ясные следы двух оледенений – средне- и поздненеоплейстоценового (Рейнгард, 1927,1939; Бальян, Думитрашко, 1962; Карапетян, 1964). На Гегамском нагорье возраст морен определен по соотношению с лавами. Морены здесь налегают на ранненеоплейстоценовые и позднеплиоценовые лавы и перекрыты более молодыми лавами, на

которых залегают поздненеоплейстоценовые морены, а они, в свою очередь, в высокогорной зоне нагорья перекрыты голоценовыми андезитами типа "Е" (по К.Н.Паффенгольцу, 1931) и не затронуты ледниковой экзарацией. На Варденисском нагорье установлен более мощный (по сравнению с Гегамским) комплекс ледниковых форм рельефа в центральной высокогорной части и западной половине северного его склона.

### **2.3. Геолого-археологические данные о колебаниях береговой линии озера Севан в голоцене**

Для уровненного режима озера Севан в голоцене характерны как трансгрессивные, так и регрессивные состояния, которые, в первую очередь, были обусловлены климатическими факторами.

Наиболее объективными источниками информации для установления береговой линии озера в эпохи существенных трансгрессий и регрессий в настоящее время могут явиться озерные аккумулятивные и абразионные террасы, археологические памятники, расположенные на его побережье и фациально-литологические признаки озерных отложений, которые вместе с радиоуглеродными датировками, магнитохронологическими данными и палеогеографическими реконструкциями позволяют определить высоты береговой линии озера в эпохи его значительных отклонений в голоцене. Подробное изложение этих материалов нами опубликовано (Саядян, 1999, 2000), здесь представлено лишь резюме полученных данных (рис. 14).



**Рис. 9.** Разрезы обнажений и скважины голоценовых отложений озера Севан. 1-торф, глина, суглинок, супесь (отложения болота Гилли); 2-глина, песок, гравий, галька (дельтовые отложения рек Аргичи и Дзкнагет, прибрежные озерные отложения); 3-суглинок; 4-супесь; 5-песок; 6-песок, гравий, галька; 7-погребенные гидроморфные почвы; 8-фауна моллюсков; 9-остатки костей млекопитающих; 10-остатки растений; 11-керамика.

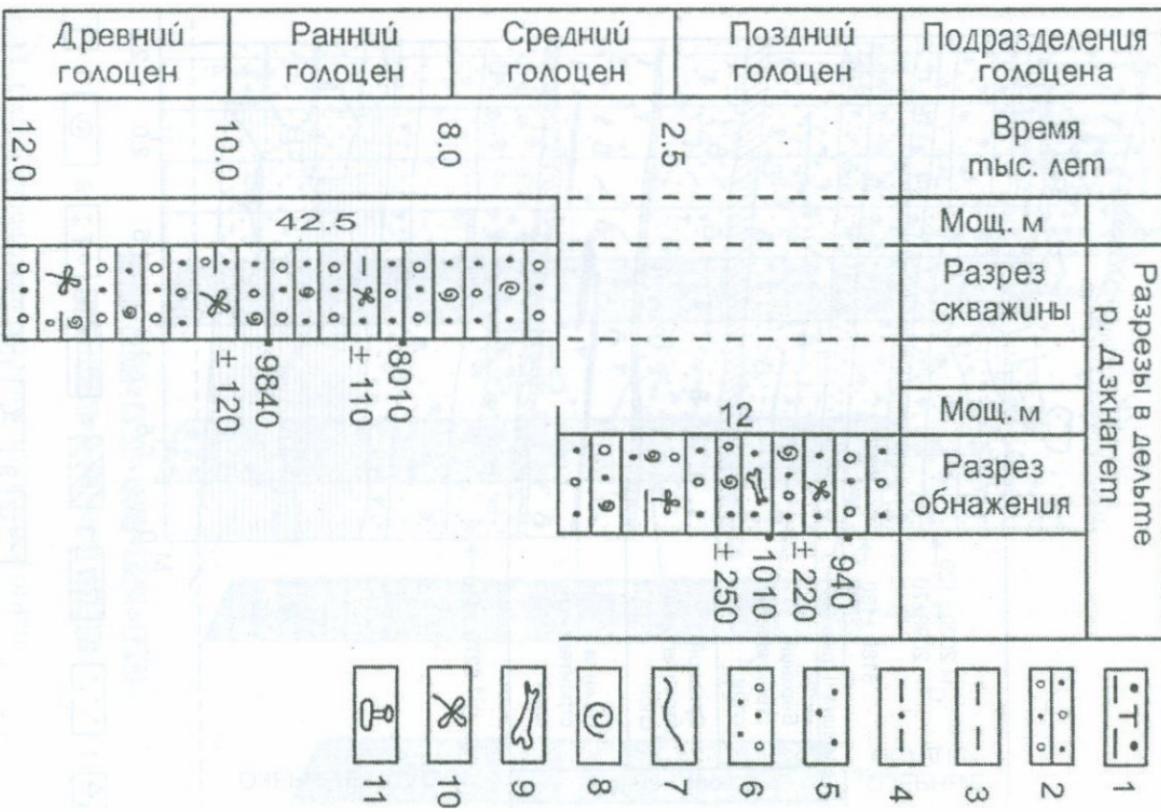
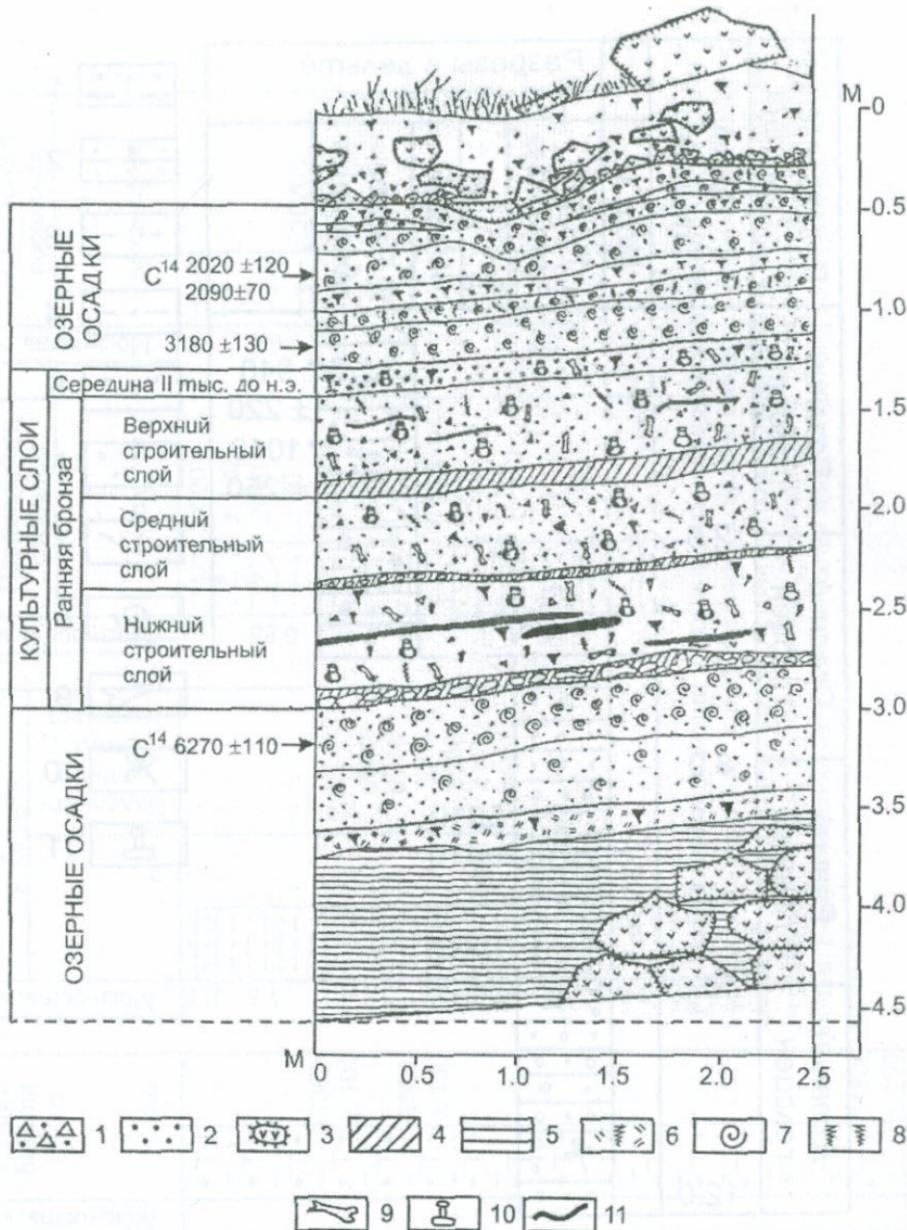
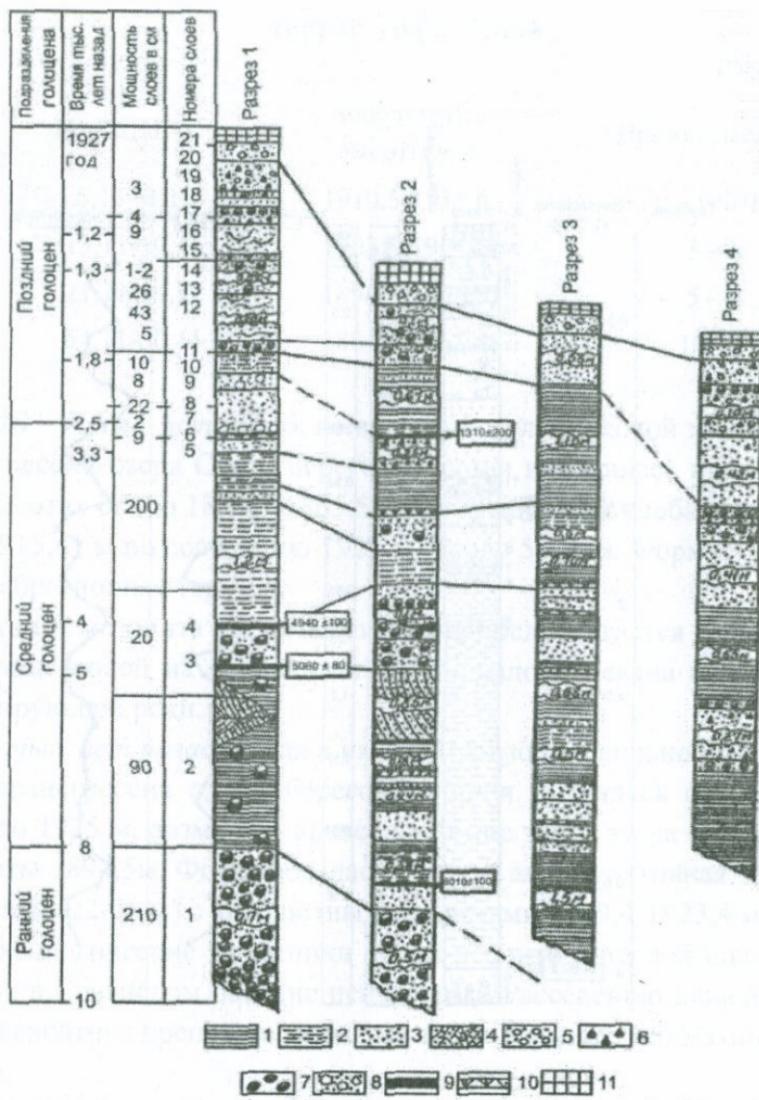


Рис. 9 (продолжение).



**Рис. 10.** Зарисовка разреза обнажения древнего Норашенского поселения.

1- осыпь; 2- песок; 3- андезиты и их обломки; 4- глина; 5- суглинок; 6- погребенные почвы; 7- раковины моллюсков; 8- растительные остатки; 9- остатки домашних животных; 10- керамика; 11- остатки костров.



**Рис. 11.** Схема корреляции разрезов в устье р. Аргичи.  
 1-тонкопереслаивающиеся прослои суглинка, супеси, песка; 2-супесь тонкослоистая; 3-песок разнозернистый; 4-песок косослоистый; 5-вулканический пепел, песок и пемзовые лапиллы; 6-гравий; 7-галечник; 8-песок, супесь с дресвой и щебнем (делювиальный); 9-истинные мощности отложений показаны вне масштаба; 10-погребенные почвы; 11-дернина современная.

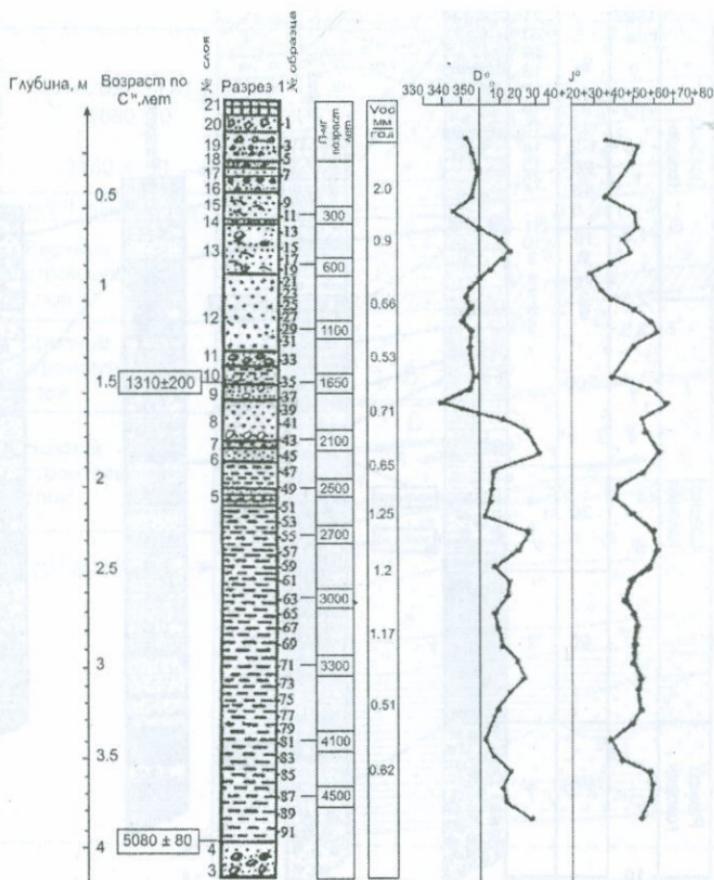


Рис. 12. Схема палеомагнитного опробования и результаты изучения разреза 1 в устье р. Аргичи (условные обозначения см. на рис. 11).

появления магнитных минимумов, связанных с гипотетическими обратными полюсами Южного полушария, на гипотетических глобусах, на которых было бы удобнее вести борьбу с аномальными зонами. Для этого при проекции на глобусы под Гринвичем направление земной оси и магнитным полюсом было выбрано вдоль оси земного шара, а для проекции на полушарие Южного полюса — вдоль оси земного шара, перпендикулярной плоскости Гринвича.

## Высотное положение подводных абразионных террас озера Севан

Таблица 4

Номера террас	Изобаты, м	Абсолютные высоты в м	Время, тыс. лет
IV	5,11- 2,11	1910,5-1915,6	0 - 1927г.
III	13,11-10,11	1902,5-1905,5	3 - 2
II	21,11-19,11	1894,5-1896,5	5 - 4
I	54,11-50,11	1861,5-1865,5	10 - 8

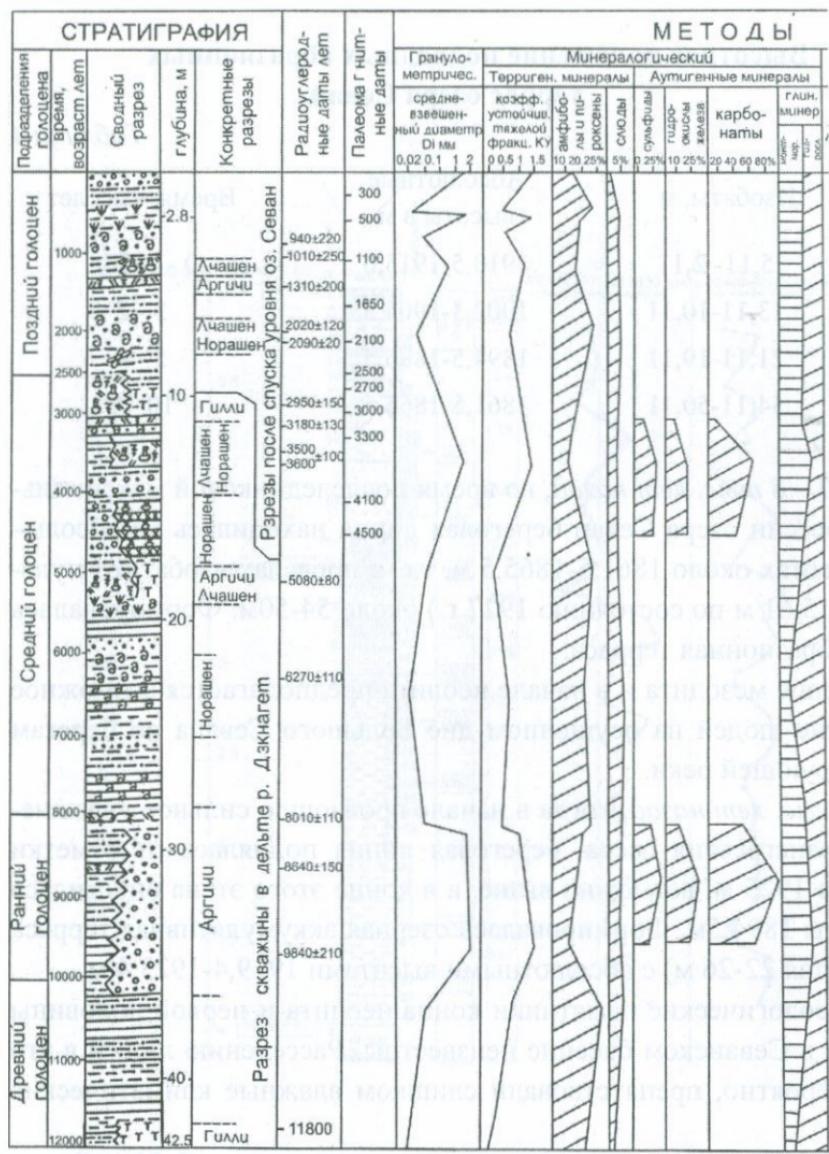
1. *10 – 8 тыс. лет назад*, во время последниковой максимальной регрессии озера Севан береговая линия находилась на абсолютных высотах около 1861,5-1865,5 м, т.е. в пределах изобат (от нулевой – 1915,61 м по состоянию 1927 г.) около 54-50м. Формировалась первая абразионная терраса.

В конце мезолита и в начале неолита предполагается возможное расселение людей на осушенном дне Большого Севана по берегам меандрирующей реки.

2. *8 – 5 тыс. лет назад*, когда в начале произошло сильное увлажнение и трансгрессия озера, береговая линия поднялась от отметки 1865,5 до 1925 м, возможно выше, а в конце этого этапа опустилась до высоты 1894,5м. Формировалась озерная аккумулятивная терраса (ныне пятая 22-26 м) с абсолютными высотами 1919,4-1923,4 м.

Археологические памятники конца неолита и первой половины энеолита в Севанском бассейне неизвестны. Расселению людей в это время, вероятно, препятствовали слишком влажные климатические условия.

3. *6 – 5 тыс. лет назад* произошли аридизация и регрессия озера, береговая линия вновь опустилась и находилась в пределах абсолютных высот около 1894,5-1896,5 м, т.е. между изобатами около 21-19 м. Формировалась вторая абразионная терраса.



**Рис. 13.** Сводный график палеогеографического сопряженного анализа голоценовых отложений озера Севан.

1-галька; 2-гравий; 3-песок; 4-супесь; 5-суглинок; 6- глина; 7-торф; 8-погребенные

# ИССЛЕДОВАНИЯ

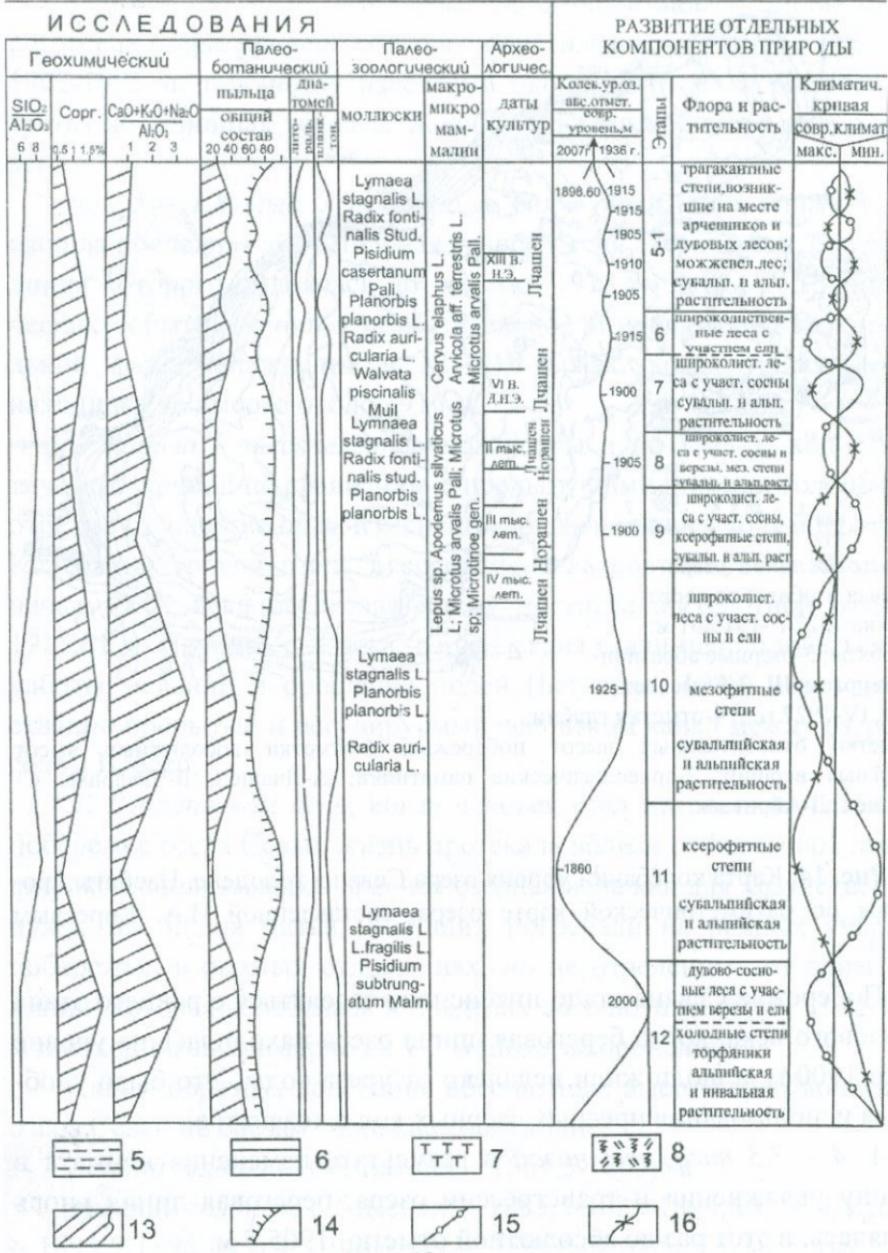
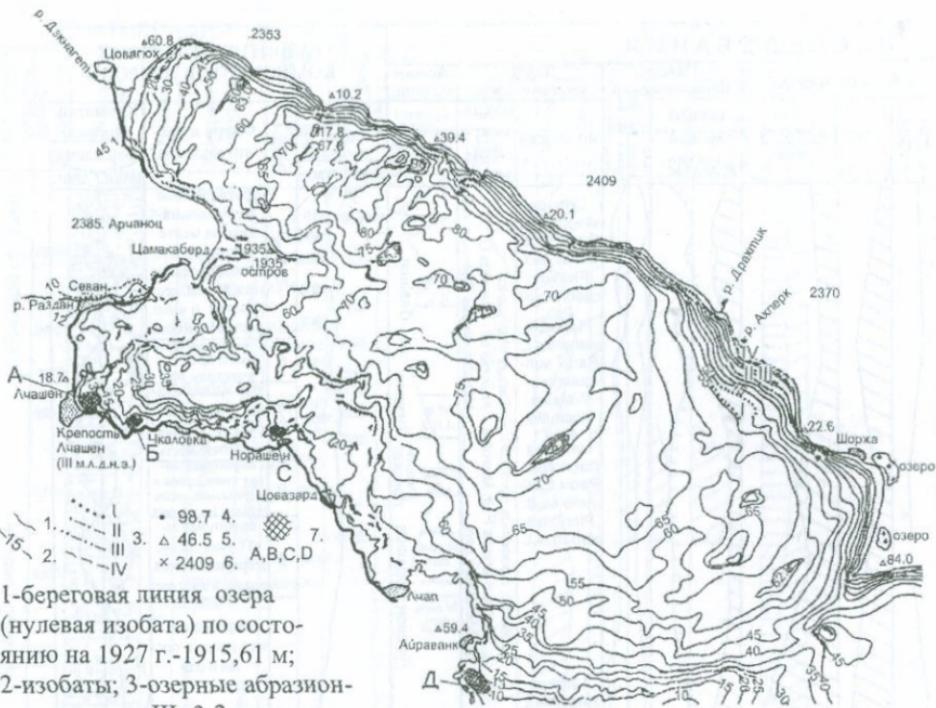


Рис. 13 (продолжение).

почвы; 9-вивианит; 10-раковины моллюсков; 11-остатки млекопитающих; 12-керамика; 13-пыльца древесных растений; 14-пыльца травянистых и кустарничковых растений; 15-влажность; 16-температура.



1-береговая линия озера (нулевая изобата) по состоянию на 1927 г.-1915,61 м;  
 2-изобаты; 3-озерные абрационные террасы III - 3 - 2 тыс. лет назад, IV-1927 год; 4-отметки глубин;  
 5-отметки относительных высот побережья; 6-отметки абсолютных высот отдельных вершин; 7-археологические памятники: А-Лчашен, Б-Чкаловка, С-Норашен, Д-Айреванк.

**Рис. 14.** Карта колебаний уровня озера Севан в голоцене. Изобаты проведены по батиметрической карте озера, составленной И.А. Киреевым (1933).

Побережье Севана стало интенсивно заселяться с раннего этапа бронзового века, когда береговая линия озера находилась на уровне около 1900 м, а люди жили недалеко от уреза воды. Это было удобно для использования пресных озерных вод в хозяйстве.

4. 4 – 3,3 тыс. лет назад в результате изменения климата в сторону увлажнения и трансгрессии озера, береговая линия вновь поднялась, в этот раз до абсолютной отметки 1905,5 м.

В средние и поздние этапы бронзового века люди по-прежнему продолжали жить на побережье озера Севан, недалеко от уреза воды.

5. 3,3 – 2,5 тыс. лет назад произошли новая аридизация и регрессия озера, уровень которого опустился и колебался в пределах 1902-1905 м, т.е. между изобатами около 13-10 м. Формировалась третья абразионная терраса. Жизнь на побережье озера продолжалась.

6. 2,5 – 1,8 тыс. лет назад, в силу увлажнения климата произошла последняя значительная трансгрессия озера Севан, береговая линия которого поднялась до отметки 1915 м. Затем ход климатических событий менялся незначительно, за исключением экстремальной фазы увлажнения в XII-XIII веках, когда уровень озера находился на высоте около 1910 м.

С начала I тысячелетия новой эры и до 1927 г. ход климатической кривой по сравнению с предыдущими этапами голоцен не отражает существенных изменений увлажненности и температуры. Колебания уровня озера в середине века составляли 5-10 м, а к началу XIX века береговая линия достигла абсолютной отметки 1915,61 м. Начиная с X века, воды Севана стали использоваться для работы мельниц и орошения полей (Бегларян, 1998) через искусственно прорытый и регулируемый человеком канал между озером и селом Варсер.

7. В бронзовом веке, когда человек стал интенсивно осваивать побережье озера Севан, жизнь протекала вблизи от береговой линии, широко использовалась пресная озерная вода как для хозяйственных нужд, так и для питья. Усопших погребали на ровных участках побережья, в рыхлых отложениях, но не отделенных от береговой линии, которая колебалась в пределах абсолютных высот 1912-1902 м и находилась примерно на 1-2 м ниже захоронений.

Таким образом, колебания абсолютных высот береговой линии озера Севан по срезам голоцена следующие:

ранний голоцен: 10-8 тыс. лет – 1861,5-1865,5 м

средний голоцен: 8-5 тыс. лет – 1865,5-1925-1894,5 м; 5-4 тыс. лет – 1894,5-1896,5 м ; 4-3,3 тыс. лет – 1896,5-1905,5 м; 3,3-2,5 тыс. лет – 1905,5-1900 м

*поздний голоцен: 2,5-1,8 тыс. лет – 1900-1915 м; 1,8-1,3 тыс. лет – 1915-1900 м; 1,3-1,2 тыс. лет-1900-1910 м; 1000 лет назад – 1905 м  
начало XIX-века: – 1915,61 м;  
1927 г – 1915,61 м*

Во время максимальной регрессии или полного осушения Большого Севана, по его дну протекала река в направлении с юго-востока на северо-запад, которая, по-видимому, была продолжением р.Масрик. Через пролив между Большим и Малым Севаном она впадала в Малый Севан, а затем через Варсерское поднятие – в р.Раздан. В районе этого поднятия долина реки в начале голоцена была подпружена лавовыми излияниями, которые явились причиной накопления современных вод озера. Этому существенно способствовала дегляциация ледников позднего неоплейстоцена, окружающих озеро гор.

## **2.4. Геолого-археологическое обоснование возраста последнего извержения вулкана Армаган**

Вулкан Армаган расположен в бассейне озера Севан, в депрессии между Гегамским и Варденисским нагорьями. Фактический геоархеологический материал собран в районе древнего поселения и многослойной крепости Ал Берд, расположенных на юго-западной окраине села Геховит и голоценового вулкана Армаган, возвышающегося над этим поселением на высоту около 450 м и образующего обширный вулканический покров площадью около 130 км<sup>2</sup> (Саядян, 1999).

Среди природных факторов, влияющих на нормальное обитание населения Ал Берд, несомненно, могли быть извержения вулкана Армаган, кратер которого по прямой линии расположен на расстоянии 6 км к востоку от поселения. При этом, конечно, необходимо допустить, что при извержении вулкана поселение было заселено людьми. Других, расположенных ближе к поселению голоценовых вулканов здесь нет. Только в 9 км к югу от этого поселения расположен один из наиболее древних верхнеплиоцен-четвертичных вулка-

нов – Кармирблур, который действовал задолго до возникновения крепости Ал Берд.

Обширную поверхность голоценового покрова вулкана Армаган и подстилающего его более древнего – верхнеплиоценового и нижненеоплейстоценового покрова базальтов и трахиандезитов, слагающих западные склоны Варденинского нагорья, плащеобразно облекают пирокластические продукты последнего извержения Армагана. Они представлены так называемым “почвенно-пирокластическим чехлом”. Этот чехол здесь представляет собой своеобразный “слоистый пирог”, состоящий из множества прослоев тефры различного цвета, мощности, гранулометрии и степени разложения, в верхней части измененный процессами почвообразования. Иногда попадаются слои золовых вулканических песка и пепла. Мощность чехла очень разная – от нескольких сантиметров до 6 и более метров. Она зависит от многих факторов – удаленности от центра эruptionи и положения в рельфе – нахождение на склонах разной экспозиции и крутизны, днищах отрицательных форм, ровных площадках. Наиболее мощные (до 6 м) и сложнопостроенные слои тефры известны на юго-западной окраине села Геховит, у скотоводческой фермы ближе к подножью вулкана Армаган. Почвенно-пирокластический чехол развит и на территории поселения Ал Берд. Поселение было засыпано пирокластическими продуктами последнего извержения вулкана Армаган. Они вскрыты расчисткой и заложенными в ней шурфом глубиной 2 м и шурфом № 2, расположенными соответственно в 100 м и 650 м от крепости Ал Берд, а также - шурфом №1, пройденным в крепости, и обнажаются в различных участках этой территории и прилегающих к ней районах (рис.15). Этими выработками под чехлом последовательно вскрыты слои коричневых и светло-серых суглинков и элювиально-делювиальных образований.

Верхние основные стратиграфические слои раскопа крепости Ал Берд археологами Р.Бишоне, С.Амаякяном и Н.Пармаджиани датируются культурами эпох эллинизма и римской (Biscione et al., 2002). Максимальная глубина раскопа и заложенного на северном

его борту шурфа №1 достигает 1,95 м. Внешние укрепленные стены крепости датируются урартским периодом. Кроме того, в разрезе этого шурфа имеются остатки древесного угля размерами до 3 см ( $C^{14} 2150 \pm 100$  лет), вероятно, сохранившиеся от костров, а также обнаружены комковатые включения суглинков коричневого цвета. По-видимому, эти включения попали в делювий из слоя коричневых суглинков, залегающих непосредственно под почвенно-пирокластическим чехлом. Создается впечатление, что отложения этого шурфа привнесены сюда из почвенно-пирокластического чехла и залегающих ниже суглинков, развитых в районе поселения.

Расчистка в 100 м от крепости Ал Берд сделана с целью возможного обнаружения в почвенно-пирокластическом чехле или под ним материальной культуры, связанной с поселением, и более детального изучения пород чехла, а также залегающих под ним суглинков. Глубина расчистки, в которой был заложен шурф – 2 м. Геологический разрез расчистки и пройденного в ней шурфа выглядит следующим образом, сверху вниз (рис. 15 А):

*Глубина в м.*

- |  |           |
|--|-----------|
| 1. Черноземы обыкновенные, мучнисто-карбонатные, слабо-гумусированные, маломощные, суглинистые, местами слабо-эродированные, со следами обработки .....  | 0,00-0,25 |
| 2. Лапиллы андезитового состава с размерами обломков до 30 мм, с незначительной примесью супеси .....  | 0,25-0,65 |
| 3. Вулканический песок и пепел андезитового состава, изометрической формы, слоистый, мощность слойков 10-50мм.....   | 0,65-1,40 |
| 4. Лапиллы (20-50 мм); южнее на 2м, в стенке расчистки наблюдается размыв вулканического песка и пепла и, частично, подстилающих лапиллы, пространство между которыми заполнено делювиально-коллювиальными отложениями мощностью 0,60 м; четко видна линия размыва. .... | 1,40-1,60 |
| 5. Суглинки коричневые, мелкоореховатые и мелкокомковатые, плотные, бескарбонатные; на поверхности этих суглинков обнаружена керамика эпохи эллинизма .....  | 1,60-1,90 |

6. Суглинки светло-серые, мелкокомковатые, карбонатные, карбонат конкрециями заполняет отдельные ниши .....	1,90-2,00
--	-----------

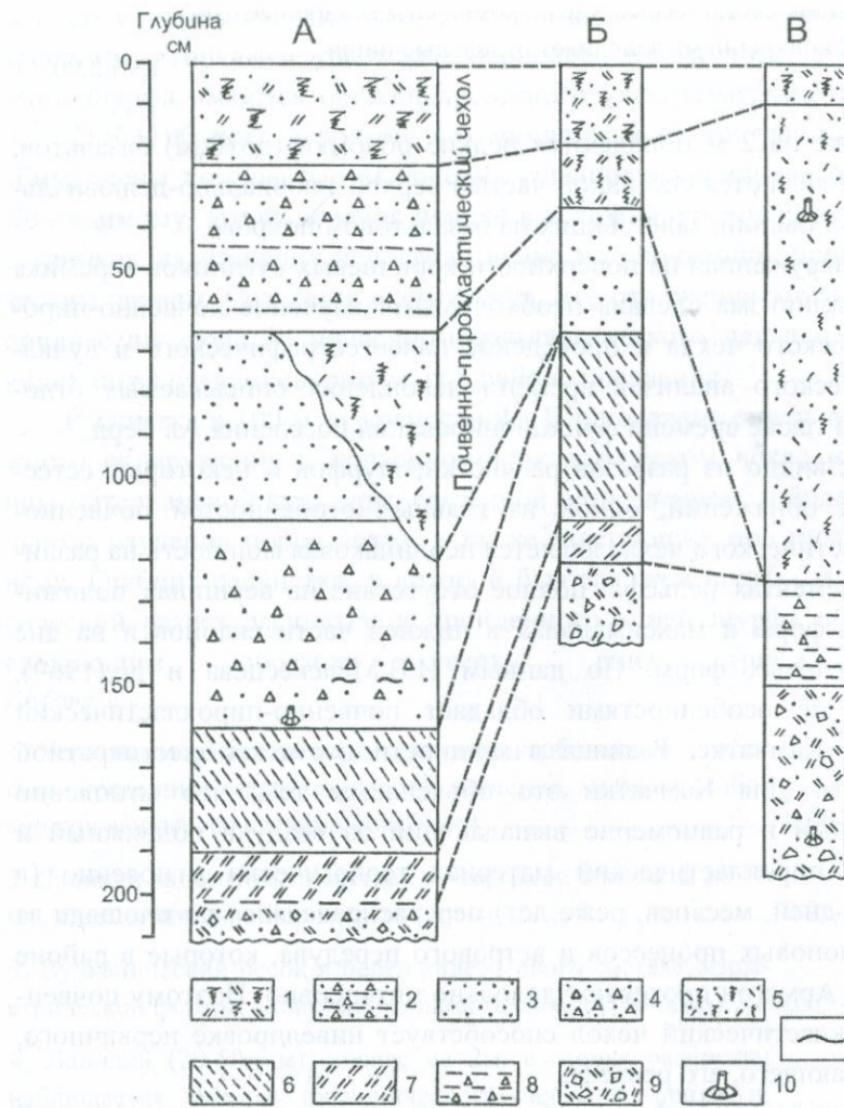
Ниже на 2 м попадаются редкие обломки (до 10 см) базальтов, которые являются составной частью верхов элювиально-делювиальных образований, залегающих на базальтовом покрове.

Обнаруженная на поверхности коричневых суглинков керамика эпохи эллинизма сделала необходимыми изучение почвенно-пирокластического чехла и проведение палеогеографического и вулканологического анализов времени накопления описываемых отложений, а также времени функционирования поселения Ал Берд.

Как видно из разрезов расчистки, шурfov и некоторых естественных обнажений, одной из главных особенностей почвенно-пирокластического чехла является неодинаковая мощность на различных элементах рельефа: полное отсутствие на вершинах положительных форм и максимальная в нижней части склонов и на дне отрицательных форм. По данным И.В.Мелекесцева и др.(1969), такими же особенностями обладает почвенно-пирокластический слой на Камчатке. Разница в мощности достигает шестикратной величины. Для Камчатки это объясняется тем, что мгновенно взорванный и равномерно выпадающий из воздуха подвижный и рыхлый пирокластический материал геологически мгновенно (в течение дней, месяцев, реже лет) перераспределялся по площади за счет склоновых процессов и ветрового передува, которые в районе вулкана Армаган протекают довольно интенсивно. Поэтому почвенно-пирокластический чехол способствует нивелировке первичного, подстилающего, его рельефа.

Раскоп крепости Ал Берд был сделан на вершине положительной формы рельефа, где пирокластические продукты последнего извержения вулкана Армаган были размыты склоновыми процессами и ветровым продувом, поэтому они отсутствуют на поверхности раскопа, но в 23 м от него широко развиты на территории крепости.

Отметим, что на поверхности коричневых суглинков почвенный слой отсутствует.



**Рис. 15.** Разрезы раскопа поселения и крепости Ал Берд: А-разрез расчистки и шурфа в ней в 100 м к ЮВ от крепости, Б-разрез шурфа 2 в 650 м к ЮВ от крепости, В-разрез шурфа 1 в крепости.

1-черноземы обыкновенные, 2-лапиллы с примесью вулканической супеси, 3-вулканические песок и пепел, 4-лапиллы с вулканическими песком и пеплом, 5-делювиально-коллювиальные отложения, 6-суглинки коричневые (элювиально-делювиальные), 7-суглинки светло-коричневые (элювиально-делювиальные), 8-суглинки делювиальные с остроугольными обломками андезито-базальтов, 9-элювиально-делювиальные отложения, 10-керамика, 11-следы костров ( $C^{14} 2150 \pm 100$ ).

Очевидно, процессы почвообразования еще не начались, когда стал формироваться почвенно-пирокластический чехол. К этому времени относится основная часть материальной культуры крепости Ал Берд. Вероятно, процесс формирования суглинков еще не завершился, когда произошли последнее извержение вулкана Армаган и отложение пирокластического материала нижней части почвенно-пирокластического чехла. Почвенного слоя нет и на поверхности нижележащих светло-серых суглинков. Видимо, произошла резкая смена климатических условий осадконакопления в регионе. В данном вопросе весьма важным оказывается определение возраста почвенно-пирокластического чехла, а таковым в описываемой расчистке можно считать слои до глубины 160 см, в шурфе же № 2 – слои до глубины 65 см.

Изучение кор выветривания на датированных археологических объектах, а также данные о скорости выветривания и денудации свидетельствуют, что начальные этапы развития элювиального процесса в различных климатических обстановках протекают с большой скоростью. Основные признаки коры выветривания – мощность, строение профиля и ассоциации вторичных минералов приобретаются задолго до полного использования потенциальных возможностей действующих факторов. По данным Н.А.Лисицыной (1973), "...тип элювия определяется на ранней стадии выветривания." Для этого требуются ничтожно малые отрезки геологического времени – первые тысячелетия. Развитие почвенного покрова и становление основных генетических признаков его профиля происходят с еще большей скоростью – в течение первых столетий. Так, возраст позднеголоценовых ландшафтов М.Ф.Веклич (1990) определяет от 2100 лет и до ныне. Таким образом, возраст ландшафтов, в том числе и обыкновенных черноземов района крепости Ал Берд может оказаться еще моложе.

Тефроидные слои почвенно-пирокластического чехла в разрезе шурфа в расчистке 2 – слои в интервалах 1,60-0,65 м и 0,65-0,25 м. Это – два последних эруптивных выброса пирокластического материала вулкана Армаган. В промежуточной и удаленной от центра

извержения зоне, благодаря воздушной дифференциации, в начале предпоследнего взрыва выпал более крупный и тяжелый материал, а затем мелкий. В разрезе расчистки фиксирован, в основном, грубый материал последнего взрыва вулкана. Более мелкий материал (песок, пепел) разносился дальше от вулкана. По-видимому, он слагает слои 8 и 9 в разрезе 1, описанном в устье р.Аргичи, в 15 км к северу от кратера вулкана; слои эти датированы палеомагнитным методом около 2000 лет назад (рис.11, 12).

Эти два взрыва были отделены друг от друга небольшим перерывом, который в разрезе фиксирован маломощным делювиально-коллювиальным слоем, залегающим с размытом на поверхности пирокластического материала начала извержения. Формирование этих делювиально-коллювиальных отложений могло произойти за короткий промежуток времени, благодаря относительно влажным условиям осадконакопления (6-ой этап – широколиственные леса с участием ели) (рис.13). Следовательно, возраст всего почвенно-пирокластического чехла может быть оценен от 2000-2100 лет назад и до ныне, время последнего извержения вулкана Армаган должно быть приурочено к началу этой даты – *около 2000 лет назад*.

Следует отметить, что территория крепости Ал Берд представляет собой миниатюрную трапецевидную поверхность северо-восточной окраины огромного плиоценового лавового плато, расположенного на юго-западе вулкана Армаган. Территория крепости имеет длину около 120 м, ширину около 80 м (около 1 га). Со всех сторон эта территория обособлена крутыми обрывами – справа каньоном р. Мартуни – Мтнадзор высотой около 90 м, слева и на юго-западе балками с временными водотоками глубиной, соответственно, около 25 м и 20 м, а северо-восточная окраина территории крепости резко, высотой около 40 м, обрывается в сторону озера Севан. Лавовая поверхность территории поселения и крепости покрыта почвенно-пирокластическим чехлом. Какая-либо окатанность пирокластического материала здесь отсутствует. Этот материал образовался в результате накопления выброшенного во время извержения вулкана Армаган обломочного материала, а также рас-

каленных туч, сопровождавших последнее извержение вулкана Армаган. Думать о вероятности переотложения и вторичного залегания слоев пирокластического материала не приходится. На такой миниатюрной, почти ровной, поверхности территории крепости склоновые процессы не могли формировать переотложенный материал мощностью 2м и более.

А.С.Караканян и др.(2004) на южном, западном и северном склонах вулкана Армаган и во всех побочных кратерах, а также в основном кратере (высота 2800м) обнаружили многочисленные археологические памятники, относимые к эпохе средней бронзы. По нашим исследованиям в 1995-1998 гг.(археологи Н.Пармаджиани и Р.Бишоне – Италия, С.Амаякян и Г.Акопян – Армения, а также Ю.Саядян), на склонах вулкана Армаган археологические памятники средней бронзы имеются у подножья вулкана на высотах около 2300м (Нагараҳан, Каре дзи, Мадина и др.) (Biscione R. et al., 2002). На вершине основного кратера вулкана расположена небольшая средневековая часовня.

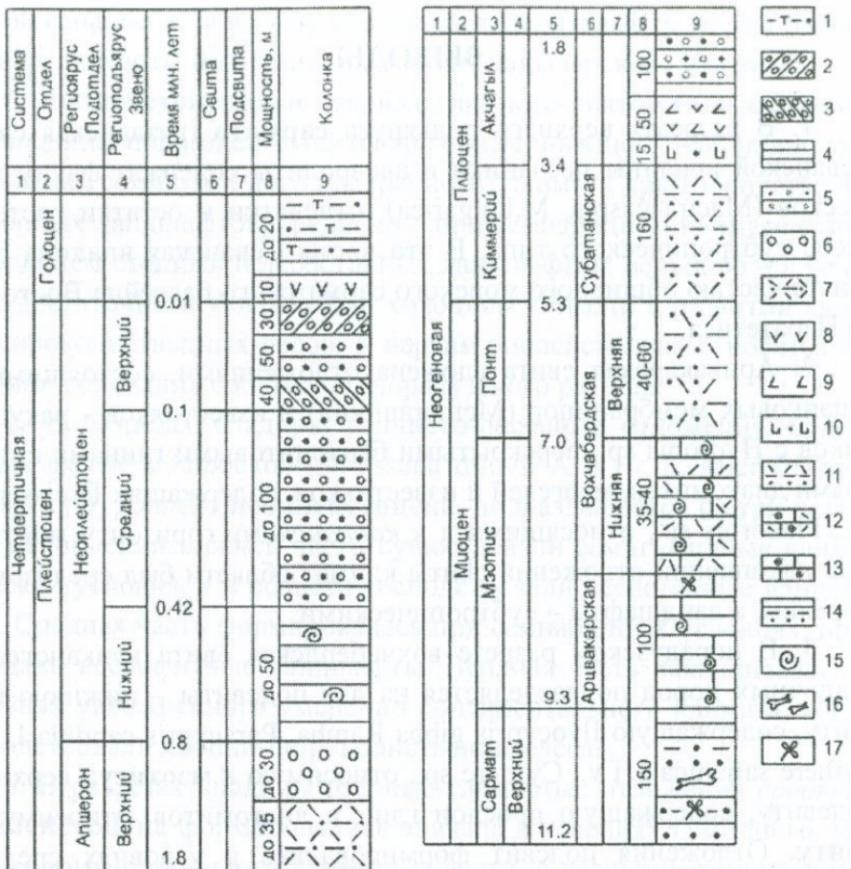
По морфологическим признакам, на вулкан Армаган очень похожи многие вулканы Гегамского (Ераблурская группа), Варденисского (Порак) нагорий и другие Центрально-Армянской вулканической зоны. К таковым относится и превосходный небольшой вулкан Норадуз, расположенный на одноименном полуострове на пониженной северо-восточной части норадузского разреза. Высота вулкана над уровнем озера Севан 60 м, абсолютная – 1969,4 м. Вулкан сложен периклинально залегающими пирокластическими породами – агломератами, бомбами, глыбами, лапиллиями, вулканическими песками и пеплами, а также шлаками и переслаивающими пирокластический материал маломощными (1-2 м) прерывистыми потоками андезитов, имеющими вид спекшихся шлаков. К востоку, у подножья вулкана залегает небольшой поток андезито-базальтов, который погружается под современные прибрежные отложения озера Севан.

По данным К.Н.Паффенгольца (1934), извержение этого вулкана было приурочено к зоне активного голоценового разлома, приве-

дшего к формированию “арцвакарской голоценовой террасы” озера Севан, т.е. норадузского взбросово-сбросового разрыва.

На дне кратера вулкана Норадуз залегает слой хорошо окатанного гравийно-галечного материала, несомненно, являющегося фрагментом прибрежных озерных отложений, совсем недавно оказавшихся над подводным береговым склоном озера Севан и вместе с прибрежными отложениями поверхности норадузского разреза (шестой слой) приподнятых по взбросовому разрыву. Эти отложения залегают в естественном виде, и думать, что они занесены сюда человеком, нет оснований. Конус кратера имеет свежий вид, хорошо сохранен. По бровке кратера построена стена высотой до 1,5 м, в некоторых местах она разрушена. Стена сложена из неокатанных глыб (до 50 см) андезитов и шлаков. Галька, гравий и песок залегают на дне кратера и в закладке стены не участвуют. На поверхности кратера много подъемной керамики, найдена зернотерка, которые археолог Р.Бишоне (Италия), при проведении совместных исследований, датировал доантичным периодом.

В 50 м к северо-востоку от основания вулкана Норадуз расположен небольшой уплощенный лавовый вулкан Карап с абсолютной высотой поверхности около 1930 м.



## ВЫВОДЫ

1. В разрезах верхнего подъяруса **сармата** (разданская свита) Севанской впадины песчаники и алевролиты содержат фауну моллюсков (*Mactra caspia*, *M.bulgarica*), отпечатки и остатки растений лесов субтропического типа. В это время Севанская впадина была занята частью обширного морского сарматского бассейна Восточного Паратетиса.

2. Арцвакарская свита сложена отложениями, состоящими из мшанковых мембранипор (*Membranipora*) и известняков - ракушечников с *Hydrobia* sp., перекрытыми бентонитовыми глинами с прослойями диатомитов, мергелей и известняков, содержащих *Dreissena* n. sp., *Planorbis* sp., относящимися к **капканскому** горизонту **мэотиса**. При накоплении отложений свиты климат области был средиземноморским, а ландшафты – субтропическими.

3. В норадузском разрезе вохчабердская свита вулканогенно-осадочных пород подразделяется на две подсвиты – нижнюю подсвиту, содержащую *Pyoscypris gibba* Ramha, *Paracypris candida* L i v., *Cythere saljanica* L i v., *Cythere* sp., относимую к **мэотису**; верхнюю подсвиту, содержащую прослои глин и диатомитов, относимую к **понту**. Отложения подсвит формировались в условиях средиземноморского климата и субтропических ландшафтов.

4. Киммерий во впадине представлен песчано-глинистыми отложениями с прослойми вулканических туфов, известняков ракушечников (субатанская свита), подразделяющихся на две части: нижнюю, накопившуюся в пресноводном водоеме semiаридных областей и верхнюю, свойственную пресноводным водоемам семигумидных “холодных” областей, приближающихся к современным байкальским.

5. Песчано-глинистые отложения впадины, содержащие **акчагыльскую** фауну (*Mactra subcaspia*, *Cerastoderma dombra*, *Avicardium nikitini*), накапливались при семигумидном (сезонно-влажном) климате и ландшафтах, приближившихся к современной субтропи-

ческой саванне. К акчагылу относятся долеритовые базальты района г.Гавар, андезиты и андезито-базальты Манычарского плато.

6. Эоплейстоценовые озерные глинисто-диатомитовые отложения впадины подразделяются на три свиты: нижнюю, накопившуюся в условиях семигумидного (умеренного) климата при господстве лесостепных ландшафтов; среднюю – при с semiаридном климате с преобладанием степных и лесостепных ландшафтов; верхнюю – в условиях достаточного увлажнения, холодном климате и развитии хвойно-широколиственных лесов. К верхам эоплейстоцена относятся галечники основания собственно норадузского разреза.

7. В разрезах впадины глинисто-песчаные отложения, содержащие фауну моллюсков (*Dreissena diluvii* A b i c h, *Micromelania caspia*. и др) *раннего неоплейстоцена*, подразделяются на три части. При накоплении нижней части существовали семигумидные климатические условия, а в области господствовали лесостепные ландшафты. Средняя часть формировалась при semiаридных условиях, преобладали ксерофитные ландшафты. Верхняя часть накапливалась в условиях увлажненного умеренно-континентального климата, когда господствовали хвойно-широколиственные леса.

8. В разрезах впадины озерные глинистые отложения *среднего неоплейстоцена* формировались вначале в условиях гумидного, увлажненного и холодного климата области, с лесными ландшафтами и хвойно-широколиственной растительностью, а затем – постепенной аридизации – потепления и уменьшения влажности при semiаридном климате и степных ландшафтах, и в самом конце поры – установления увлажненных умеренно-континентальных климатических условий в водоеме, благоприятном для олиготрофных (холодолюбивых) форм диатомей.

9. К *позднему неоплейстоцену* относятся озерные глинисто-суглинистые отложения впадины, накопившиеся во влажных и холодных климатических условиях, способствовавших произрастанию хвойных и мелколиственных лесов с элементами широколиственных пород.

10. В голоценовых отложениях впадины, расчлененных по основным срезам, выделены 12 этапов изменений ландшафтно-климатической обстановки со специфическими особенностями развития каждого этапа. Определен уровенный режим озера в голоцене.

Определено точное время последнего извержения одного из многих молодых вулканов Центрально-Армянской вулканической зоны – вулкана Армаган, которое произошло около 2000 лет назад.

11. К среднему и позднему неоплейстоцену относятся гляциальные и флювиогляциальные отложения Гегамского и Варденинского нагорий.

12. Для плиоцен-четвертичной истории геологического развития Севанской впадины установлена цикличность процессов эрозии и осадконакопления.

## **Глава 3. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН МЕЖДУРЕЧЬЯ ВОРОТАН-АКЕРА**

### **3.1.История изучения и геологическое строение**

В пределах юго-восточной части Республики Армения и юго-западной части Арцаха находится Сюникское нагорье, охватывающее бассейны рек Воротан и Акера. В них расположен ряд межгорных впадин, протягивающихся широкой полосой с северо-запада на юго-восток. Впадины, к которым приурочены эти реки, объединены в Воротанский брахисинклинальный прогиб. Он кулисно подходит к Аршинскому прогибу, а в бассейне р.Акера расположен Гиутский (Гочазский) прогиб. Начало формирования этих прогибов было в миоцене, а уже в раннем плиоцене их глубоко прорезали долины рек Воротан-Акера в связи с резким понижением базиса эрозии – уровня Каспийского моря. В дальнейшем этот врез заполнили ингрессивно залегающие плиоценовые и четвертичные озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, а также покровы и потоки лав вместе с их пирокластами.

Сюникское вулканическое нагорье характеризуется слаборасчлененным в водораздельной части, пологоволнистым рельефом с

общим наклоном к р.Воротан, образующим глубокий каньон. По данным А.А.Габриеляна, Н.В.Думитрашко (1962), Е.Е.Милановского (1968) и нашим представлениям, плиоценовые и четвертичные тектонические движения, обусловившие воздымание Сюникского вулканического нагорья, вызвали интенсивную вулканическую деятельность, которая сопровождалась несколькими циклами пирокластических извержений и излияний лав. Продукты вулканизма, в виде мощного покрова, ныне слагают поверхность нагорья. Субстратом плиоценового и четвертичного вулканического покрова нагорья являются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы миоцена и более древние, а также разновозрастные магматические образования.

Воротан-Акеринские межгорные впадины представляют собой небольшие депрессии и расположены в расширениях долин рек. Депрессии имеют местные названия: Акнадашская, Ангехакотская, Сюникская, Дастакертская, Шамбская, Горисская, Воротанская, Гиутская. В этих впадинах миоценовые отложения неизвестны. Впадины сложены плиоценовыми и четвертичными образованиями, известными в литературе под названиями: акеринская озерно-аллювиально-вулканогенная свита, сисианская озерно-диатомитовая свита, ишхансарская вулканогенная свита, горисская вулканогенно-обломочная свита.

Возраст и стратиграфические взаимоотношения свит дискуссионны, а палеогеографические условия их формирования не изучены. Впервые горисская свита изучена А. Е. Соловкиным (1940), который считал ее “делювиальным шлейфом вулкана Ишхансар” и относил к постплиоцену (рисс-вюрм). К.Н.Паффенгольц(1940), возражая А.Н. Соловкину, отмечал фациальный переход этой свиты в сисианскую свиту, сопоставлял ее с вохчабердской вулканогенно-осадочной свитой Приереванского района и вместе с ней относил к раннему олигоцену. Впоследствии К.Н.Паффенгольц (1948) возраст горисской свиты поднял, предположительно, до миоцена. А.Н.Леонтьев и В.Е.Хайн (1947) отмечали налегание горисской свиты на акеринскую и считали ее возраст раннечетвертичным, а акеринскую свиту,

выделенную ими впервые, относили к поздний плиоцен – раннечетвертичному времени. Эти авторы также отмечали, что отложения горисской свиты являются “пирокластическим шлейфом ишхансарской вулканогенной толщи”, который фациально переходит в сисианскую свиту. А.Т.Асланян (1958) и А.А.Габриелян (1964), исходя из региональных соображений, предположили фациальный взаимопереход горисской свиты в сисианскую свиту. По определениям А.Л.Тахтаджяна (Тахтаджян, Габриелян, 1948), ископаемая флора, найденная в различных слоях сисианской свиты, отнесена к позднему плиоцену. Акеринская свита, развитая, в основном, в бассейне р.Акера, изучалась Э.Ш. Шихалибейли (1964), который датирует ее поздним плиоценом – ранним антропогеном и отмечает ее фациальный переход в сисианскую свиту, а также перекрытие ее отложениями горисской свиты. По материалам геоморфологических, литологических и тефрохронологических исследований, возраст акеринской, горисской и ишханасарской свит определяется как позднеплиоценовый (Пашалы, 1973). В другой работе (Пашалы и др., 1973) методом тефрохронологии возраст акеринской свиты датирован как "акчагыл, ранний и средний ашшерон", горисской –"поздний ашшерон и ранний плейстоцен", сисианской –"ашшерон". Следует отметить, что примененный этими авторами один только минералогический метод не может быть объективным критерием при тефрохронологических исследованиях. Положительные результаты при корреляции немых вулканогенных толщ на основе отличительных свойств пепла можно получить применяя комплекс методов, например: изучение химического и минералогического составов, оптических свойств, содержания темноцветных минералов, спектрального анализа химических элементов, входящих в состав пепла, и количества связанной воды, а также активационного анализа частиц вулканического стекла.

На основании литолого-петрографических исследований Л.А.Игнатьева (1967) подтверждает мнение Л.Н.Леонтьева и В.Е.Хайна об одновозрастности сисианской и акеринской свит и более позднем возрасте горисской свиты. Отметим, что гипсо-соленосные отложен-

ия, развитые в 8 км к юго-востоку от г. Гориса, предположительно (из-за отсутствия фауны и флоры) А.А. Габриелян (1964) датирует средним-ранним миоценом и допускает их принадлежность к олигоцен-миоценовым (майкопским) морским отложениям Акеринского прогиба (район села Санасар). К мэотису-понту А.А. Габриелян относит вулканогенно-обломочные отложения, развитые в районе Воротанского перевала, и сопоставляет их с вохчабердской свитой Приереванского района. Эти данные стратиграфически не обоснованы.

### 3.2. Стратиграфия

#### Неогеновая система

**Плиоцен:** киммерийский – акчагыльский региоярус. К плиоцену относятся акеринская, сисианская и хотская свиты, выделенные, прежде всего, на весьма логичных представлениях о так называемой предакчагыльской, преимущественно эрозионной, фазе развития рельефа Малого Кавказа. В эти века в бассейне, опирающемся на весьма низкий (~500 м) базис эрозии – уровень Каспийского моря, который был в начале плиоцена, в период бабаджанской регрессии и продолжался в балаханское время, образовались резко переуглубленные речные долины (Милановский, 1968). В Куринской депрессии и Каспийском море накапливалась верхняя часть продуктивной (нефтегазоносной) толщи (балаханская, сабучинская, сураханская свиты), а затем отложения акчагыльской трансгрессии (Зубаков, 1990).

В Воротан-Акеринских долинах накапливались озерные, озерно-аллювиальные и вулканогенные образования указанных свит. К сожалению, рельеф, подстилающий вулканиты Сюникского нагорья, не изучен с достаточной детальностью. Не вполне обоснована и публикация Р.Х. Гагиняна (1984), где на схеме подлавового рельефа показаны многочисленные притоки Палео-Воротана, но главная долина отсутствует. Этот автор, вероятно считает, что Палео-Воротан на протяжении многих сотен тысяч лет существенно не менял своего расположения. Однако, как будет показано ниже, это далеко не так. Положение осложняется еще и тем, что южнее линии городов Горис-Бердзор(Лачин) реки Воротан и Акера вступают в пределы опущенной зоны, названной Л.Н. Леонтьевым и В.Е. Ханиным (1947).

гиутским (гочазским) синклиниорием. Зона эта ограничена системой разрывов, определяющих современное положение рек Воротан и Акера, вплоть до вступления их в долину р.Аракс. Подошва плиоценовых отложений изучена здесь значительно хуже, чем в верхнем течении р.Воротан.

**Верхний плиоцен - акчагыльский региоярус. Акеринская свита.** Наиболее древними среди плиоценовых отложений между речьями Воротан-Акера следует считать озерно-аллювиально-вулканогенные отложения акеринской свиты, развитые большей частью на территории Арцаха. Река Акера в среднем течении врезана в отложения этой свиты значительно глубже р.Воротан и вскрывает наиболее древние ее элементы. Слоистые осадочные породы, обнаженные оврагами у с.Тех и Аравус, а также в устье речки, протекающей здесь, надстраивают разрез акеринской свиты, который наблюдается в долине р.Акера. В восточной части Гиутского прогиба мощность свиты достигает 450-500 м. Вверх по разрезу и по мере приближения к долине р.Воротан количество вулканогенно-обломочных прослоев в свите увеличивается.

На акеринскую свиту с резким эрозионным несогласием налегает горисская свита, амплитуда размыва – 100 м. Взаимоотношение этих свит можно наблюдать по автомобильной дороге между городами Горис-Бердзор, в районе с.Тех, Хот и Шинуайр, в разрезе по левому борту каньона р.Воротан и в различных местах в пределах собственно Сюникского плато. Акеринская и горисская свиты, в свою очередь, налегают на размытую поверхность юрских и меловых образований (рис.17).

Акеринская свита широко развита в пределах Гиутского прогиба и прослеживается отсюда в долину р.Аракс. Ее разрезы отчетливо видны по берегам р.Акера в районе Бердзорского моста – те же пески, туфы, пеплы. В разрезах приустьевой части долины р.Акера, у села Ахавно, помимо песков можно видеть зеленовато-серые алевриты и глинистые алевриты, видимая мощность которых достигает 30-35 м. По р.Аракс белесые, иногда с красноватым оттенком, пеп-

ловые туфопески, туфоалевриты, туфопелиты акеринской свиты залегают в цоколе галечного аллювия его высоких террас.

В долине р.Воротан аналоги акеринской свиты известны в основании разреза рыхлых отложений, заполняют Гиутский прогиб и обнажаются у села Азаташен. Здесь к меловым вулканитам прислонены горизонтальнослоистые вулканогенно-обломочные породы-пески, неокатанный белесый гравий. Все это находится в переслаивании с вулканогенными неслоистыми или беспорядочно слоистыми белесыми туфовыми слоями. На контактах отчетливо видны срезающие границы размыва. Мощность выходов – до 30-40м. Отложения, некогда связанные с верхами акеринской свиты, можно видеть по дороге, поднимающейся от Татевской ГЭС к селу Хот. Здесь на темноцветных вулканитах юрского возраста залегает горизонтально-слоистая аллювиально-пролювиальная толща мощностью около 20м, образовавшаяся за счет перемыча юрских и меловых пород. Возможно, это – пролювий крупной промойны, опиравшейся некогда на уровень акеринской озерно-аллювиальной равнины.

Отложения акеринской свиты повсеместно выходят близко к урезу речных долин и, чаще всего, перекрыты мощными горисскими вулканогенно-обломочными образованиями. Однако положение их кровли в различных частях изученного района неодинаково. У Бердзорского моста белесые шлаковидные породы горисской свиты, с характерным дырчатым рисунком выветривания, располагаются всего в 40,5 м над урезом реки, а у села Азаташен можно видеть как породы горисской свиты, срезая акеринские горизонтально-слоистые отложения, опускаются к урезу р.Воротан. В районе г.Бердзор аналогичное срезание акеринской свиты горисскими вулканогенно-обломочными породами наблюдается на высоте около 150-200 м над урезом р. Акера.

В междуречье рек Воротан и Акера отчетливо прослеживается регионально выраженная 170-180-метровая ашшеронская аллювиальная терраса, врезанная в акеринскую свиту. Близ Бердзорского моста зафиксирован следующий разрез акеринской и горисской свит, где эрозионная поверхность акеринской свиты перекрыта горисской свитой (снизу вверх) (рис.17):

## А к е р и н с к а я с в и т а

Глубина  
в м

1. Пески пемзово-пепловые, линза с прослойми туфопелитов и туфоалевритов, слаболитифицированных.....	323-263
2. Туфодиатомиты, туфопелиты слаболитифицированные...	263-251
3. Туфопески, туфоалевриты с прослойми гравия и гальки, слаболитифицированные.....	251-221
4. Галечники крупные (до 70 мм) с песком и гравием.....	221-211
5. Туфопелиты, туфоалевриты, туфопески, слаболитифицированные, с тонкими (до 20 см) прослойми туфодиатомитов..	211-186
6. Туфопески и туфоалевриты слаболитифицированные, с тонкими прослойми туфодиатомитов.....	186-183
7. Туфопелиты, туфоалевриты, туфопески слаболитифицированные.....	183-173
8. Туфопески с прослойми туфогравия, туфогалечника слаболитифицированных.....	173-153

## Г о р и с с к а я с в и т а

9. Туфобрекции, туфоконгломераты, туффиты, агломератовые туфы, с прослойми вулканических песков и пеплов; залегают непосредственно на размытой поверхности нижележащих отложений акеринской свиты; контакт выражен очень четко....	153-0.00
--	----------

Особенно интересен разрез акеринской свиты, обнажающейся у села Тех в пределах Воротан-Акеринского междуречного плато. В средней части села над ручьем главного оврага видны тонкослоистые белесовато-коричневые пески, насыщенные пирокластическим материалом, видимая мощность которых 15 м, мощность отдельных прослоев по 5-10 см, залегание слоев в разрезе горизонтальное. Здесь обнажаются: грубообломочные вулканогенные отложения белесо-серого цвета мощностью 3,1 м; нижняя и верхняя границы слоя сравнительно ровные. Над ними залегают пески, суглинки, тонкослоистые серые с тонкими прослойми грубого пемзово-пеплового материала, неслоистого, мощностью 5,3 м; выше чередуются слои тонкоотмученных глин, суглинков светло-коричневого оттенка; имеются прослои пемзово-пеплового материала, мощность слоя 6,6 м. Ниже по ручью видно, как слоистые отложения срезаются выше-

лежащими типично горисскими вулканогенно-обломочными породами мощностью более 20м и погружаются в сторону р.Акера. Интересен также разрез, расположенный в 1 км к юго-западу от Бердзорского моста, по левой стороне дороги, где снизу вверх обнажаются чередующиеся слои суглинков и супесей с наземной фауной моллюсков *Helix* sp., *Cyclostoma* sp., *Planorbis* sp., *Unio* sp., *Hydrobia* sp. (определения Н.Н.Акрамовского) и отдельных прослоев песка, гравия и гальки, горизонтально залегающих, мощностью 8 м; выше залегают пемзовый песок и пепел -1.5 м; затем суглинки и супеси - 0.5 м; а еще выше - валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем - 3 м.

Можно допустить, что разрез акеринской свиты близ Бердзорского моста и у села Тех надстраивается горизонтальнослоистыми породами мощностью около 170 м, которые прослеживаются по долине р.Акера на юго-восток к р.Аракс. Вверх по разрезу количество вулканогенных прослоев в свите увеличивается, увеличивается оно и по мере приближения к долине р.Воротан, о чем свидетельствует описание свиты и в селе Азаташен. Литологически разнообразные отложения разреза акеринской свиты построены ритмично. Наблюдается многократное переслаивание туфопесков, туфоалевритов, туфопелитов, паттумов (слабо отсортированных пемзово-пепловых песков). Мощность прослоев изменяется от нескольких сантиметров до одного метра, составляя в среднем 0.35-0.55 м. Мощность отдельных ритмов, порядок чередования литологических разностей в пределах ритмов весьма изменчивы по разрезу. Сортировка отложений в целом средняя, имеются хорошо отсортированные прослои туфопесчаников и туфоалевролитов.

Для нижней части разреза мощностью около 300 м, где преобладает относительно тонкий материал значительной мощности, характерно присутствие песчано-алеврито-глинистого материала (паттумов), в котором основные фракции содержатся примерно в

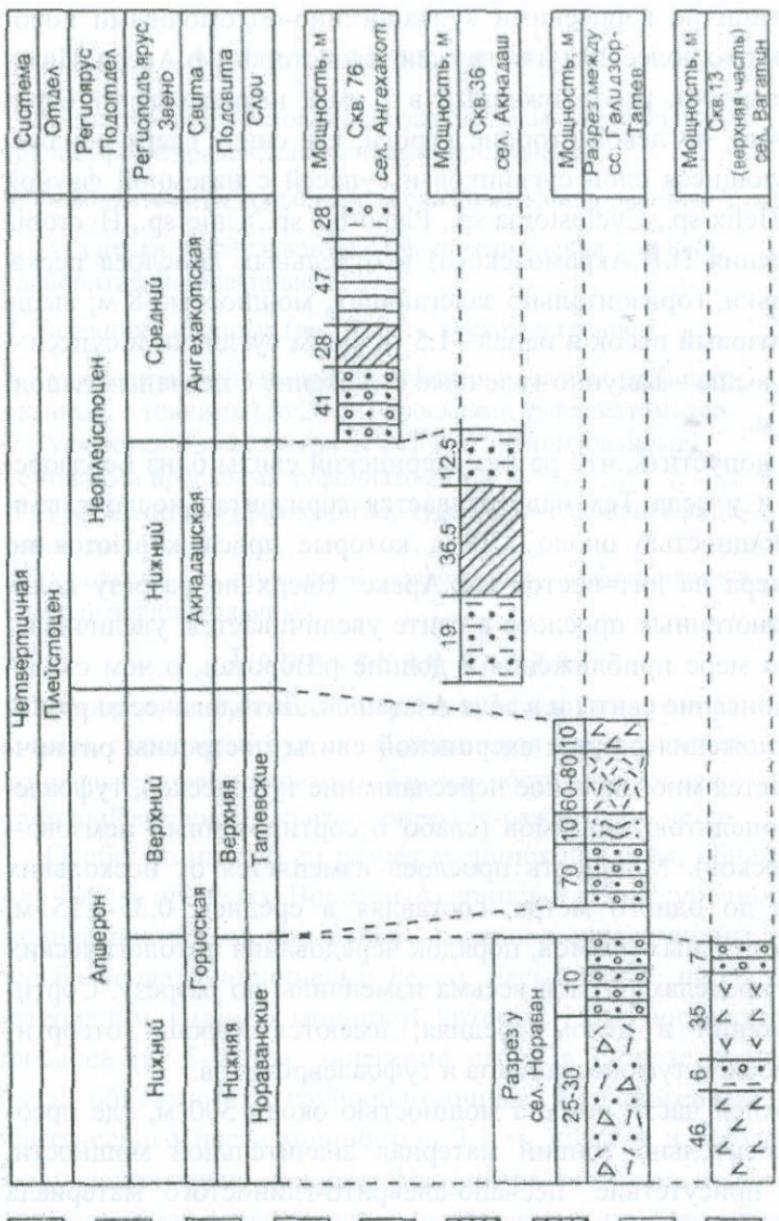


Рис. 17. Схема корреляции разрезов скважин и обнажений впадин междуречья Воротан-Акера.

1-суглинок, супесь, песок, гравий, галька; 2-супесь с включениями гравия и гальки; 3-глина, песок, гравий, галька; 4-галечники аллювиально-пролювиальные; 5-глина; 6-диатомит; 7-туфодиатомит; 8-тефра; 9-пемзовый песок и пепел;

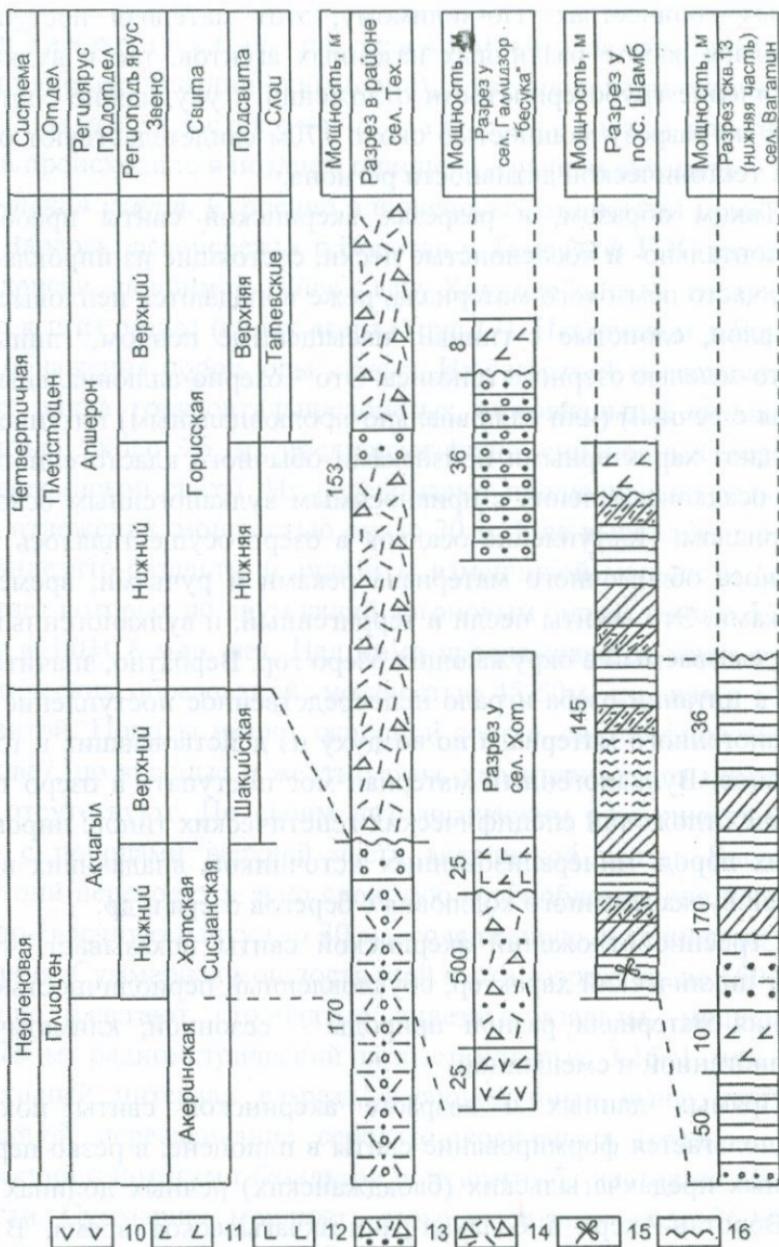


Рис. 17 (продолжение).

10-андезиты; 11-андезито-базальты; 12-базальты; 13-лавобрекчии, туфобрекчии с потоками андезитов и андезито-базальтов, с прослойками песчано-галечного материала; 14-туфобрекчии; 15-остатки и отпечатки растений; 16-угловое несогласие.

равных количествах. По-видимому, этот материал поступал как благодаря работе различных наземных агентов, так и вулканизма. Увеличение грубозернистости отложений и ухудшение сортировки вверх по разрезу мощностью около 170м свидетельствуют о возросшей тектонической активности региона.

Таким образом, в разрезах акеринской свиты преобладают горизонтально- и косослоистые пески, состоящие из пирокластического, часто пемзового материала, реже попадаются пепловые, туфовые слои, слоистые суглинки, насыщенные пеплом, глины белесовато-зеленые озерного генезиса. Это – озерно-аллювиальные отложения с речным (или аллювиально-пролювиальным) питанием. Они обладают характерными признаками обычного кластогенного озерного осадконакопления с привносимым вулканогенным осадочным материалом. Поступление осадков в озеро осуществлялось за счет привноса обломочного материала реками и ручьями, временными потоками. Эти агенты несли и терригенный, и вулканогенный материал, смываемый с окружающих озеро гор. Вероятно, значительную роль в питании озера играло непосредственное поступление в него вулканогенного материала по воздуху из действовавших в то время вулканов. Вулканогенный материал мог поступать в озеро также в составе отложений специфических генетических типов: пирокластических пород, минерализованных источников, впадающих в озеро, осыпей вулканогенного коллювия с берегов озера и др.

Строение отложений акеринской свиты показывает, что оно имеет циклический характер, обусловленный периодичностью поступления материала разной природы – сезонной, климатической, вулканогенной и смешанной.

Прямых данных о возрасте акеринской свиты пока нет. Предполагается формирование свиты в плиоцене, в резко переуглубленных предакчагыльских (бабаджанских) речных долинах системы Воротан-Акера в балахан-раннеакчагыльское время. В таком случае необходимо учесть большую мощность акеринской свиты (450-500м) и допустить, что она накапливалась за довольно продолжительное время. По литофаunalным признакам свита

может быть подразделена на нижнюю часть мощностью около 300 м (нижнеакеринская подсвита), которая накапливалась в раннем плиоцене (поздний киммерий), и верхнюю часть мощностью около 170 м (верхнеакеринская подсвита), накопление которой происходило в позднем плиоцене – раннем акчагыле.

*Хотская свита.* Строение плиоценовых отложений правобережья р. Варарак, левобережья р. Воротан у Татевской ГЭС изучалось вдоль дороги, поднимающейся к селу Хот, где описан следующий (хотский) разрез (снизу вверх) (рис.17). Над руслом р. Воротан видны обнажения пород юры и мела. На размытой поверхности их залегает пачка горизонтальнослоистых аллювиальных отложений мощностью около 25 м, предположительно синхронных верхним слоям акеринской свиты. Их перекрывают пролювиально-делювийальные отложения, мощностью около 20 м. Еще выше лежат столбчатые андезито-базальты и андезиты изменчивой мощности (до 30 м), возраст которых по двум калий-argonовым определениям  $3.2 \pm 0.6$  млн. лет и  $3.0 \pm 0.8$  млн. лет. Над ними прослеживается пачка вулканокластических образований, мощностью 45-50 м, сходная с горисской свитой. Породы имеют основной состав, светло-фиолетовый и серый цвет, но красные и желтые тона, характерные для горисской свиты, отсутствуют. По своим литологическим особенностям они сходны с породами верхней части акеринской свиты. Вверх по разрезу они переходят в ясно слоистую грубобломочную песчано-гравийно-галечную пачку (до 30 м), содержащую суглинистые слои заиливания. Суммарная мощность этой части разреза около 150 м.

Выше залегают столбчатые андезито-базальты, мощностью около 25 м, радиометрический возраст которых  $3.15 \pm 1$  млн. лет. Значительный интервал разреза, расположенный выше, представляет собой переслаивание серовато-окрашенных (грязно-серых) туфобрекций с потоками базальтов и андезито-базальтов по 20-30 м мощности. Суммарная мощность этого интервала около 360 м. На неровной поверхности этих образований залегают покровные базальты и андезито-базальты Ераблурского плато, мощность верхнего карниза которых около 25-30 м, абсолютный их возраст  $2.4 \pm 0.8$  млн.

лет. Общая мощность всего хотского разреза около 550 м. Следует отметить, что на поверхности Ераблурского плато расположены многочисленные вулканические конусы с хорошо сохранившимися кратерами и излившимися из них лавовыми потоками. Свежий вид, слабая эродированность позволяют нам считать их молодыми образованиями – позднечетвертичными или даже голоценовыми, прорывающими акчагыльское лавовое плато.

Присутствие среди базальтов, андезито-базальтов и туфобрекций прослоев окатанного валунно-галечного материала сближает этот разрез не с горисской свитой, а с акеринской, с ее верхами. В этом отношении характерен еще один разрез, пройденный скв.328 юго-западнее г.Гориса в левобережье р.Шакарджур на абсолютной отметке 1560 м. Здесь, под рыхлыми обломочными склоновыми отложениями мощностью 10,5 м и пористыми трещиноватыми базальтами (5 м) лежат мощные конгломераты (60 м), расслоенные сравнительно тонкими прослойями плотных жирных глин (1-2 м). Прослои конгломератов имеют мощность 34 м, 13 м и 9 м. На 10 м ниже снова появляются сильно трещиноватые андезито-базальты, в которых скважина остановлена.

В хотском разрезе отсутствуют резкие срезающие контакты, состав обломков, характер залегания типично горисских туфобрекций у г.Гориса, у сс. Хнзореск и Азаташен (последнее находится в 3-4 км ниже устья р.Варарак, на левом берегу р.Воротан). Разрезы акеринской свиты, изученные в этом районе, позволяют отнести однообразно светло-фиолетовые и серые туфобрекции, расслоенные лавовыми потоками, валунно-галечными отложениями и конгломератами (правобережье р.Варарак, разрез у села Хот) к самостоятельной фазе вулканогенно-осадочного осадконакопления и выделить их в качестве самостоятельной свиты, но не горисской. Ее необходимо обозначить другим названием, а именно – хотской свитой и считать особой фацией верхов акеринской свиты, сформировавшейся в раннем акчагыле. В этом случае предполагается существование древней долины Палео-Варарака, врезанной в акерин-

скую свиту и ее вулканогенные аналоги, а затем заполненной типично горисскими туфобрекчиями большой мощности.

**Сисианская свита** озерных глинисто-диатомитовых отложений начала формироваться после запруды стока Палео-Воротана раннеакчагыльскими образованиями хотской свиты, следовательно, она одновозрастна с ней и моложе. При этом необходимо учесть, что, хотя хотская свита имеет большую мощность (350 м), она вулканогенно-осадочная и могла формироваться за относительно короткий промежуток времени (ранний акчагыл), а сисианская свита нормального осадочного генезиса (глинистая), не менее мощная (около 450 м), могла накапливаться довольно длительное время – от начала до конца акчагыла.

Сисианская свита залегает почти горизонтально и хорошо обнажается в глубоко врезанных долинах бассейна р. Воротан в районах с. Шамб, Дарабас, Агиту, Вагатин, Уйц, Брнакот, Толорс, г. Сисиан, села Шаки и в других местах, а также вскрыта многочисленными буровыми скважинами. Мощность свиты свыше 450 м. Основная часть сисианской свиты, мощностью около 290м, расположена в Шамбской котловине. Свита описана во многих литературных источниках. В одной из публикаций (Саядян и др., 1983) рассматриваются отложения свиты, вскрытые обнажениями и искусственными выработками (канавами) у пос. Шамб (Шамбский разрез), на левом берегу р. Воротан и скважиной 13, заложенной в селе Вагатин (рис. 17). Эта скважина (абсолютная отметка устья 1600м) вначале вскрыла два потока андезитовых и андезито-базальтовых лав, на глубине 1500 м (абсолютная отметка) вошла в озерную толщу, прошла по ней 260 м и остановилась на абсолютной отметке 1240 м, не вскрыв ее основания. Судя по рельефу местности, подошва свиты должна находиться чуть глубже.

Шамбский разрез (рис. 17) начинался от уреза р. Воротан непосредственно под пос. Шамб\* (абсолютная отметка 1385 м) и заканчивался подошвой тех же андезитовых и андезито-базальтовых лав,

\* Разрез был составлен в 1977 г., когда р. Воротан находилась в свободном течении, а Шамбского водохранилища не было.

вскрытых скважиной 13, но уже на абсолютной отметке 1530 м, перекрывающих ее неровную размытую поверхность (размыв более 30 м). Мощность разреза у пос. Шамб 145 м, верхняя часть которого (30 м) в скв.13 отсутствует, она размыта. Таким образом, мощность всего шамбского разреза 290 м. Разрезы естественного обнажения и двух канав (1 и 2) у пос. Шамб, непрерывно вскрывающих сисианскую свиту в Шамбском разрезе, выглядят следующим образом (снизу вверх).

### Разрез обнажения (снизу вверх):

Глубина в м

1. Чередование слоев песчаников, косослоистых, полимиктовых, слаболитифицированных; прослоев песчанистых, глинистых и чистых диатомитов, не выдержаных по мощности и простирианию, отдельные прослои сильно ожелезнены, изредка содержат примесь грубого терригенного материала, растительные остатки и отпечатки листьев... 145-130
2. Чередование слоев рыхлого кристаллического туфа, содержащих прослои глинистого диатомита; имеются прослои и линзы разнозернистой пемзы, туфодиатомитов и чистых диатомитов; отдельные прослои содержат растительные остатки, вкрашенники, друзья, прожилки гипса и марганца..... 130-102
3. Чередование слоев тонкозернистого вулканомиктового песка и глины с отдельными, сильно ожелезненными прослоями; в нижней части пачки имеются прослои чистого диатомита и пемзы..... 102-92
4. Диатомиты, сильно ожелезненные по плоскостям напластования; наблюдаются прослои вулканического пепла с тонкой горизонтальной слоистостью, а также редкие невыдержаные прослои и гнезда песка, сильно ожелезненного..... 92-69
5. Чередование слоев глин, диатомитов, туфодиатомитов, вулканомиктовых разнозернистых песков, пемзы, отдельные прослои уплотнены за счет сильного ожелезнения..... 69-43

## Разрез канавы 2 (снизу вверх):

6. Чередование слоев чистых диатомитов, диатомитовых глин, тонкозернистых песков с включениями галек.....	43-21
7. Чередование слоев диатомитов, туфодиатомитов, слаболитифицированных туфопесчаников и мелкозернистых песков, некоторые прослои ожелезнены.....	21-5
8. Андезито-базальты темно-серые, в виде потока залегающие на неровной поверхности озерной толщи; радиометрический возраст $1,5 \pm 0,7$ млн. лет.....	5-0

Скважина 13 у села Вагатин вскрыла наибольшую мощность (360 м) озерной свиты, разрез которой (сверху вниз) выглядит следующим образом:

### Глубина в м

1. Делювиально-пролювиальные отложения с окатанными обломками и отдельными оползневыми блоками глин и диатомитов, размытых и переотложенных из горизонтов свиты, расположенных выше по склону рельефа.....	1-3
2. Озерные и озерно-аллювиальные отложения – “нораванские слои” .....	3-10
3. Андезиты малинового цвета, радиометрический возраст $1,2 \pm 0,2$ млн. лет (Мидян и др., 1976) .....	10-13
4. Андезито-базальты серые, контакт с вышележащими андезитами не зафиксирован, радиометрический возраст $1,2 \pm 0,35$ млн. лет.....	13-48
5. Чередование горизонтальнослойистых глин и слаболитифицированных туфопесчаников; отдельные прослои слабо окремнены.....	48-54
6. Андезито-базальты темно-серые.....	54-100
7. Глины светло-серые неслоистые, с прослойями слаболитифицированных туфопесчаников.....	100-115
8. Туфопесчаники, слаболитифицированные, светло-серые, грубозернистые, с редкими окатанными обломками мелких галек вулканических пород; имеются окатанные обломки диатомита .....	115-135
9. Диатомиты песчанистые.....	135-140
10. Глины серые плотные, неслоистые.....	140-160
11. Диатомиты светло-серые, тонкопесчанистые, содержат мелкие конкреции железа .....	160-222

12. Глины серые, плотные, с раковистым изломом и редкими конкрециями железа; по напластованию иногда наблюдается черный налет марганца .....	222-235
13. Диатомиты и туфодиатомиты светло-серые с малиновым оттенком, содержат мелкие прослои тонкозернистого песка.....	235-245
14. Глины серые, неслоистые с раковистым изломом; в начале интервала песчанистые, иногда с тонкими прослойками рыхлых вулканомиктовых песчаников; редко встречаются мелкие (до 1см) окатанные обломки вулканических пород и конкреции железа..	245-300
15. Андезито-базальты серые .....	300-310
16.Глины светло-серые, тонкопесчанистые, горизонтальнослойистые, по напластованию имеются прослои гипса и налет марганца, редко отмечаются конкреции железа.....	310-340
17.Туфопесчаники светло-малиновые, грубозернистые, полимитковые с угловатыми обломками вулканических пород .....	340-345
18. Глины серые с зеленоватым оттенком, песчанистые, слоистые, по напластованию имеются налеты марганца .....	345-350
19. Пески вулканические светло-серые, разнозернистые .....	350-360

Озерные отложения сисианской свиты прослеживаются вверх по бассейну р.Воротан в Сисианской впадине. Наиболее полные разрезы с перерывами, надстраивающие верхи Шамбского разреза, общей мощностью 66,7 м, описаны вдоль шоссе Сисиан-Ереван у села Шаки и далее на север над этой дорогой. Шакинский разрез начинается с абсолютной отметки 1709 м, т.е. на 170 м выше верхов Шамбского разреза. В него снизу вверх входят:

	Глубина в м
1.Чередующиеся слои суглинков, супесей и разнозернистых песков с редкой галькой; в кровле прослои пемзы и различных тефров.....	24.6-13.2
2.Галечник с мелкогравелистым песчаным заполнителем, прослоями суглинка желто-бурового оттенка.....	13.2-11.75

3. Переслаивание суглинков светлых и буровато-черных, песков мелкозернистых серых и зеленовато-серых.....	11.75-10.0
4. Чередующиеся слои песков (с редкой мелкой галькой), суглиновков, супесей, диатомитов и прослоев пемзы.....	10.0-0.0

Разрез завершается на абсолютной отметке 1733,60 м.

Следующий разрез, продолжающий шакийский, описан по дороге Ереван–Горис, в 200м от развилки в сторону села Шаки, примерно на абсолютной отметке 1800 м. Верх разреза находится на абсолютной отметке 1806,70м. Он представлен:

Глубина в м

1. Переслаивание галечника и песка .....	6,70-5,20
2. Песок мелкозернистый, с прослойми диатомита .....	5,20-2,45
3. Галечник мелкообломочный, с песчано-алевритовым заполнителем .....	2,45-1,95
4. Переслаивание песков серых, мелкозернистых, суглинков светло-бурых, диатомитов .....	1,95-0,00

На той же высоте в 100м западнее развилки от основной дороги к селу Шаки, на правом склоне долины р.Шаки, в откосе дороги видно, как на отложения сисианской свиты, по границе размыва с амплитудой до 1 м, налегает слой валунника. Валуны средние и мелкие по размеру (до 0,3 – 0,5 м) в диаметре, хорошо окатаны. Это типичные русловые аллювиальные отложения дальнего заноса, принадлежащие Палео-Воротану. Видимая их мощность около 2,5 м. Верх слоя срезан склоном долины р.Шаки и вложенными в нее потоками молодых лав.

Шакийский разрез надстраивается вверх по небольшим карьерам, оврагам и откосам дорог в левобережье р.Шаки в интервале высот 1825-1900 м. Здесь, снизу вверх, описаны следующие отложения:

1. Галечник мелко- и среднезернистый, хорошо окатанный, с прослойми валунника (валуны до 0,3м, редко до 0,5м) .....	33,1-30,1
2. Диатомит белесовато-серый, буро-серый, глинистый .....	30,1-27,7
3. Песок серый гравийный, с прослойми галечника, галька средняя до крупной; выше песок мелкозернистый, суглинок коричнево-бурый, горизонтальнослоистый.....	27,7-25,6
4.Переслаивание окатанной мелкогалечной тефры, белого разнозернистого песка и диатомита .....	25,6-23,9
5. Гравий, галька с серым песчаным заполнителем, косослоистый .....	23,9-18,9
6. Переслаивание серых, мелкозернистых горизонтальнослоистых песков и диатомитов .....	18,9-16,7
7. Песок иловатый, расслоенный, горизонтальнослоистый, изогнутый причудливо, в виде петли, с мелким галечником в центре петли.....	16,7-15,5
8. Галечник разнозернистый, залегает по срезающей границе сл.3, выше – песок косослоистый, мелкозернистый, с гравием и мелкой галькой .....	15,5-14,5
9. Песок серый грубозернистый, горизонтальнослоистый, переходящий в гравийный и содержащий мелкую гальку.....	14,5-12,5
10. Галечник средне- и мелкообломочный с редкими валунами, хорошо окатанными, разнозернистым серым песчаным заполнителем .....	12,5-6,5
11. Песок разнозернистый, горизонтальнослоистый, серый, бежево-серый с поросями суглинка и диатомита.....	6,5-0,0

Далее склон высотой 39,6 м задернован, а в выемке на высоте около 1900 м обнажается пачка диатомита, расслоенная мелкоосколочными тонкослоистыми глинами серого цвета, видимой мощностью 2,35 м

Некоторые слои приведенного разреза, так же как валунник, вскрытый на правом склоне долины р.Шаки, представляют собой типично аллювиальные образования крупной реки, вероятно Палео-

Воротана. Речной режим осадконакопления прерывался озерным, затем снова восстанавливался. По-видимому, вулканическая подпруда на востоке временами пропиливалась р.Воротан, затем снова на короткое время восстанавливалась. Самые верхи сисианской свиты мощностью около 65 м представляют собой переслаивание озерных и озерно-аллювиальных отложений. Указанные отличия, гипсометрическое и стратиграфическое положение позволяют выделить это характерное переслаивание отложений в качестве шакийской подсвиты озерно-аллювиального генезиса, завершающей разрез сисианской свиты, которая накопилась за относительно короткое время – в позднем акчагыле.

Накопление глин, суглинков, супесей, диатомитов, заполнивших Сисианскую впадину в течение длительного отрезка времени (всего акчагыла), привело к обмелению озера, к выравниванию палеорельефа, к смене озерного режима озерно-аллювиальным. Немаловажную роль здесь сыграли и тектонические движения не только локального, но и регионального характера.

### **Спорово-пыльцевая характеристика отложений сисианской свиты**

Для уточнения возраста и палеогеографических условий образования сисианской свиты были выполнены спорово-пыльцевой и диатомовый анализы отложений Шамбского разреза и керна скважины 13 (село Вагатин) общей мощностью 290м (Саядян и др., 1983). Палиноспектры разрезов этих отложений позволили установить в акчагыльское время в данной области не менее пяти фаз развития растительности и колебаний климата (табл.6 ).

В разрезе скважины 13 выделяются все пять палинозон, каждая из которых соответствует определенной фазе в развитии растительности, шестая фаза устанавливается условно.

Первую палинозону представляют палиноспектры нижней части разреза скважины на глубине 360-295 м, характеризующие нижнюю часть сисианской свиты, сложенную глинами,

песками вулканического происхождения, туфопесчаниками слаболитифицированными. Эти отложения по своему стратиграфическому положению соответствуют хотской свите или верхам акеринской свиты раннего акчагыла. В них доминирует пыльца трав и кустарников (85-100%). На долю пыльцы древесных пород приходятся 0-13% (сосны, дуб, ильм, грецкий орех и др.). Спор почти нет. Степная растительность была представлена маревыми и полынями, вместе с которыми произрастали злаки, сложноцветные и разнотравье. Растительность принадлежала степной зоне, в условиях засушливого климата. Древесная растительность могла существовать лишь в долинах рек. Присутствие грецкого ореха, граба, ильма свидетельствует о том, что климат был достаточно теплым и засушливым, близким к современному.

В палиноспектрах в т о р о й з о н е (интервал глубин 295-250 м), хотя и преобладает пыльца травянистых растений (42-94%), значительное место занимает пыльца древесных пород (4-58%). Почти во всех палиноспектрах присутствуют споры. Травы, по-прежнему, были представлены маревыми, полынями, злаковыми, разнотравьем. Среди древесных значительное место занимали кипарисовые, орех, граб, дуб, отмечены сосна, береза, орешник, бук, ильм, липа, клен. Произошло заметное облесение. Распространение лесных формаций с участием теплоумеренной флоры можно объяснить похолоданием и увеличением влажности климата.

Третью палеозону характеризуют образцы из интервала 250-227 м. В палиноспектрах этой части разреза вновь преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений (90-100%). Это пыльца ксерофитов – маревых и полыней, несколько менее пыльца злаковых. Среди разнотравья доминирует пыльца сложноцветных, лютиковых, зонтичных, гвоздичных, подорожниковых. Отмечена пыльца эфедры. Споры почти полностью отсутствуют. Пыльцы древесных пород (дуб, единично – сосны, березы,

Таблица 5

Палино- зоны	Глубина в м	Фазы развития растительных формаций	Изменения климата
VI ?	100-130	Максимальное развитие лесной растительности с умеренной флорой	Максимальное похолодание и увеличение влажности
V	100-205	Лесная и лесостепная	Потепление и уменьшение влажности
IV	205-227	Значительное развитие лесной растительности с теплоумеренной и умеренной флорой	Похолодание и увлажнение
III	227-250	Степная	Потепление и уменьшение влажности
II	250-295	Развитие лесных формаций с теплоумеренной флорой	Похолодание и увлажнение
I	295-360	Степная	Семиаридный, близкий к современному

лещина, граб, бук) очень мало. По-видимому, оstepнение территории было весьма значительным. В растительном покрове преобладали фитоценозы степного характера. Это, видимо, было связано с изменением климата в сторону потепления и уменьшения влажности.

Четвертая палино зона отражена в палиноспектрах из средней части разреза (227-205 м). Здесь доминирует пыльца древесных пород (44-64%). Древесная растительность была не только обильной, но и разнообразной по составу: много ореховых, кипарисовых, значительна доля лещины, граба, ореха, вяза и незначительна – бук, каштана, дзельквы, липы, клена, березы, ивы, сосны (подрода *Haploxyylon*). Среди травянистых растений резко сократилась роль маревых, полыни и разнотравье. Количество злаков оставалось прежним. Вероятно, похолодание и увеличение влажности привело к значительному развитию лесной растительности. Леса состояли из представителей широколиственной теплоумеренной

флоры, в небольшой степени принимали участие представители умеренной флоры разнообразного состава. Леса занимали большие площади и чередовались с открытыми пространствами.

Пятая палеозона (глубина 205-100 м) характеризуется палиноспектрами, в которых снова преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений (60-95%). В это время опять доминировали ксерофиты – маревые и полыни. Много было злаковых, сложноцветных, гвоздичных, постоянно присутствовала эфедра; разнотравье представлено многочисленными семействами. Содержание пыльцы древесных пород 5-30% (на глубине 140 м до 40%). Состав палиноспектров показывает, что древесная растительность была представлена преимущественно широколистенными породами: орехом, грабом, вязом, дубом, лещиной, попадались береза, ива, бук, липа, клен. Голосеменные были представлены кипарисовыми, в малом количестве – соснами подродов *Haploxyylon* и *Diploxyylon*. Состав палиноспектров свидетельствует о начале нового этапа аридизации, когда площади, занятые лесами, заметно сократились, уступив место открытым ландшафтам с травянисто-кустарничковой растительностью.

В интервале глубин 55-45 м осадки характеризуются очень высоким содержанием пыльцы травянистых растений (85-98%). Это – пыльца маревых, полыней, злаков и разнотравья, где в наибольшем количестве присутствует пыльца сложноцветных, лютиковых и розоцветных. Пыльцы древесных пород очень мало (18%) и состав ее сильно обеднен по сравнению со спектрами образцов, взятых ниже по разрезу. Здесь обнаружена только пыльца дуба, граба, ивы, кипарисовых и единичные пыльцевые зерна хвойных (ели, сосны). Состав палиноспектров свидетельствует о продолжении аридной фазы развития растительности в данной области. Отсутствие пыльцы в интервале 100-56 м не позволяет установить является ли эта фаза продолжением предыдущей (пятой) или между ними существовала еще одна фаза, соответствующая очередному периоду увлажнения.

Палиноспектры нижней части Шамбского разреза, начиная от уреза реки (1385 м) до абсолютной высоты 1403,0 м, целиком совпадают с первой палинозоной скважины 13. Наблюдается также абсолютное доминирование пыльцы травянистых растений (95-100%), относящейся к ксерофитам – маревым (31-82%), полыням (до 31%), злакам (2-13%). Отмечено присутствие пыльцы эфедры, осоки, много разнотравья. Пыльца древесных пород определена не во всех образцах и в незначительном количестве (не более 2,5%). Это пыльцевые зерна березы, дуба, бук, граба, ильма, ивы, ореха, лапини, сосны, ели, причем большинство зерен относится к широколистенным породам, а пыльца хвойных попадается лишь спорадически. Состав этих палиноспектров так же, как и в первой палинозоне скважины 13, свидетельствует о развитии степной растительности во время накопления нижней части слоев Шамбского разреза. Как отмечалось, климат в то время был теплым и засушливым. Господствовали открытые ландшафты, занятые травянистой растительностью. Лишь в долинах рек сохранялась древесная растительность, состоящая из представителей теплоумеренной широколистенной флоры тугайского типа. О засушливости (семиаридности) климата во время накопления нижней части сисианской свиты говорит заметный дефицит органики, который привел к тому, что сохранилась первичная пестроцветная окраска пород разреза и присутствие в них гипса и марганца даже в прослоях, соседних с прослойями, обогащенными растительной органикой.

В некоторых образцах верхней части Шамбского разреза (интервал 127-24,5 м) содержание пыльцы древесных пород несколько выше (8-12%), возрастает и содержание спор (5-10%). И хотя пыльца травянистых растений здесь по-прежнему доминирует в спектрах, можно предположить, что произошел сдвиг в сторону смягчения, создавшего более благоприятные, чем раньше, условия для произрастания древесной растительности.

В верхней части Шамбского разреза условно можно выделить еще одну, шестую, фазу развития растительности, но весьма интересную информацию о ней содержит всего один образец. Одна-

ко, по сравнению со всеми другими палиноспектрами из данного разреза она выделяется и отражает иные условия осадконакопления. Пыльца деревьев принадлежит хвойным – ели, сосне, а из лиственных – березе и ильму, т.е. древесным породам умеренного климата. Среди пыльцы трав заметно отсутствие пыльцы марьевых, эфедры. Из ксерофитов присутствует пыльца полыни и свинчатковых. По-видимому, климат во время формирования этого палиноспектра заметно изменился в сторону увлажнения и похолодания. К сожалению, по одному образцу трудно говорить о новой фазе в развитии растительности. Однако этот вывод, как сказано ниже, подтверждают данные диатомового анализа. Следовательно, шестую фазу развития растительности в период накопления отложений сисианской свиты (скв.13 и Шамбский разрез) предположить можно.

Таким образом, сисианскую свиту следует отнести к позднему плиоцену, а точнее – к акчагылу. Смена растительного покрова в акчагыле была связана с неодократными колебаниями климатических условий – похолоданий и увлажнений, сменяющихся потеплениями и иссушениями. Такая ритмика климата в плейстоцене установлена и в Ширакской впадине. В более слабой форме она проявилась в голоцене Севанской впадины.

Необходимо отметить, что в сисианской свите растительные остатки и их отпечатки впервые опубликовал А.Н.Криштофович (1939), отмечая следующие виды растений: *Potamogeton* sp., *Gramineae* gen.sp., *Salix* sp., *Betula alba* L., *Corylus* sp., *Quercus roburooides* B e r., *Quercus* sp., *Liquidambar europaea* Al.Br.?, *Prunus* sp., *Acer monspessulanum* L.var. *ibericum* C.K o c h, *Fraxinus* sp., среди которых преобладают остатки дуба. Указанную флору А.Н.Криштафович отнес к плиоцену. Позже, в районе села Уйц, развалин села Шамб, в районе г.Сисиан и других местах из пород сисианской свиты А.Л.Тахтаджян и А.А.Габриелян (1948) приводят список ископаемых растений, представленный следующими видами: *Quercus iberica* S t e v. (преобладает) *Acer ibericum* B I e b. (много), *Populus hybrida* B I e d., *Celtis caucasica* W i l l d., *Fraxinus oxycarpa* W i l l d., *Acer lateum* C. A. M e y., *Ulmus foliacea* G i l l b., *Berberis vulgaris* L.,

Myriophyllum spicatum L., Carpinus betulus L., Spiraea crenata L., Thymus sp. и др. По вмещающей флоре сисианскую диатомитовую свиту эти авторы отнесли к раннему плеистоцену, позже А.А.Габриелян (1964) датировал ее поздним плиоценом. К сожалению, ими не было указано конкретно из каких слоев Шамбского разреза или различных участков распространения сисианской свиты собрана приведенная флора. Удалось уточнить, что большинство образцов с ископаемыми растительными остатками из коллекций А.Л.Тахтаджяна и А.А.Габриеляна, хранящиеся в Ботаническом институте им. Комарова РАН, собрано из района села Уйц, где также развиты отложения Шамбского разреза. Наиболее богатые ископаемые остатки известны из нижней части Шамбского разреза в обнажениях оврагов у пос.Шамб, на левом склоне ущелья р.Воротан. Именно здесь богатый и хорошо сохранившийся материал по ископаемой флоре собрала Н.Г.Гохтуни (1987), среди которой она определила дуб, клен, сосну, березу, тополь, иву, ильм и др. Позже богатый палеоботанический материал собрал И.Г.Габриелян (1994) из отложений также нижней части Шамбского разреза и из диатомитовых глин района сс. Уйц, Дарабас, Ашотаван, Брнакот. В этих отложениях отпечатки листьев ископаемых растений находятся в хорошей сохранности. И.Г.Габриелян отмечает, что в ископаемой флоре здесь преобладают древесно-кустарниковые породы, которые по биоклиматическому типу, в основном, принадлежат сухому континентальному климату (*Ceterach officinarum*, *Celtis caucasica*, *Rosa spinosissima*, *Cotinus coggygria*, *Acer ibericum*, *Lonicera iberica* и др.). Важное место в ископаемой флоре занимают засухотеплоустойчивые и зимостойкие виды растений (*Berberis vulgaris*, *Quercus macranthera*, *Ulmus carpinifolia*, *Salix caprea*, *Sorbus armeniaca*, виды таволги и др.), а сухому субтропическому климату принадлежит *Quercus cerris*. Многие виды ископаемых растений И.Г.Габриеляном выделены впервые. Кроме того, в диатомитовых глинах района села Уйц дополнительно (Габриелян и др., 2005) обнаружены отпечатки побегов ,листьев, плодов и семян, веток, почечных чешуй и других частей растений, отпечатки и остатки скелетов чешуй рыб, разных

частей насекомых, панцирь остракод, планктонных форм животных и др. Эти данные хорошо совпадают с данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов по скв.13 (села Вагатин, интервал глубин 205-100 м), а также Шамбского разреза (интервал глубин 145-130м), т.е. с выделенной пятой палинозоной и степной фазой развития растительности, когда в данной области в раннем акчагыле произошло потепление и уменьшение влажности климата.

Выделенные палиноспектры в сисианской свите имеют много общего со спектрами миоцене Казахстана (Заклинская, 1953), но есть и существенные отличия – отсутствие пыльцевых зерен вечнозеленных субтропических растений (падуба, сумаха) и наличие пыльцы только листопадной тугайской флоры. Это говорит о более молодом – плиоценовом возрасте отложений Шамбского разреза. По данным А.Г.Ефремовой (1971), время максимальной трансгрессии в среднем акчагыле Каспия не отличалось существенно от климата нижнего акчагыла, оно было достаточно теплым.

### **Диатомовая характеристика отложений сисианской свиты**

Впервые диатомеи сисианской свиты изучила Н.И.Головенкина (1967, 1977). Она в низах Шамбского разреза (мощностью 23м) описала несколько интересных и редких видов. Диатомовый анализ 139 наших образцов, отобранных равномерно по всей толще, выполнили З.В.Алешинская и Л.Г.Пирумова, результаты которых сводятся к следующему.

Обнаружен богатый комплекс пресноводных диатомовых водорослей, насчитывающих около 220 видов и разновидностей, относящихся к 23 родам.

В основании разреза сисианской свиты (Шамбский разрез, 145-120м) преобладают бентосные диатомеи, составляющие 65-71%. Среди них доминантными являются виды, характерные для обрастаний. С количественными оценками “в массе”, “часто” и “нередко” отмечены следующие диатомеи: *Melosira arenaria* М о о г е,

*Coccconeis pediculus* Ehr., *C. paacentula* Ehr., *Epithemia zebra* (Ehr.) Kutz., *E. zebra* var. *saxonica* (Kutz.) Grun., *E. zebra* var. *porcellus* (Kutz.) Grun., *E. turgida* (Ehr.) Kutz., *E. turgida* var. *granulata* f. *vertagus* (Kutz.) I. Kiss., *Rhopalodia gibba* var. *venticosa* (Ehr.) Grun. Субдоминанты представлены видами с количественной оценкой “редко”: *Rhoicosphenia cuvata* (Kutz.) Grun., *Diploneis elliptica* var. *ladogensis* Cl., *Amphora ovalis* Kutz., *Cymbella naviculiformis* Auresw., *C. cymbiformis* (Ag.? Kutz.) V. H., *C. Lanceola ta* (Ehr.) V. H., *C. aspera* (Ehr.) Cl. В планктонной группе господствуют (с отметками «в массе», «часто», «нередко») виды рода *Cyclotella*. Выше по всему разрезу (120-0 м) преобладают планктонные диатомеи, составляющие 95-100%. Доминируют среди них виды рода *Cyclotella*, представленного в основном новыми видами *Cyclotella stellaris*, *C. schambica*, *C. schambica* var. *minor*, *C. centripetalis*, *C. scrobiculus*, а также *Cyclotella comta* (Ehr.) Kutz. Субдоминантами являются виды рода *Stephanodiscus*: *St. kanitzii* Pant., *St. astraea* Ehr., *St. astraea* var. *minutulus* (Kutz.) Grun., *St. niagarae* Ehr. Причем, последние в прослоях, обогащенных вулканическим материалом, как правило, становятся доминантами. Количественные оценки планктонных видов этих родов характеризуются “в массе” и “часто”. В небольшом количестве отмечены виды рода *Melosira*: *M. praeislandica* f. *curvata* Jousse, *M. distans* (Ehr.) Kutz., *M. granulata* (Ehr.) Raf., *M. granulata* var. *angustissima* (O. Mull.) Hust., *M. italica* (Ehr.) Kutz. Наибольшего разнообразия они достигают в отложениях нижней половины разреза. Единично встречаются *Synedta ulna* var. *danica*, *Asterionella formula*. Некоторое увеличение бентосных видов (до 16%) наблюдается в отложениях слоя на глубинах 40-60 м. Они представлены видами, среди которых преобладают: *Melosira areneria*, *Coccconeis placentula*, *Amphora ovalis*, *Epithemia zebra*, *E. zebra* var. *porcellus*.

В целом в сисианской свите З.В.Алешинской и Л.Г.Пиумовой выделены следующие 6 новых видов диатомей: *Cyclotella stellaris* Aleshinskaya et Pirumova, sp. nov.; *C. schambica* (Eulenst.) Aleshinskaya et Pirumova, comb. nov.; *C. schambica* var. *minor* Aleshinskaya et

Pirumova, var. nov.; *C. centripetalis* Aleshinskaya et Pirumova, sp. nov.; *C. lacuna* (Eulenst) Aleshinskaya et Pirumova, comb. nov.; *C. scrobiculus* Aleshinskaya et Pirumova, sp. nov. Все эти виды в отложениях свиты являются породообразующими. В распределении новых видов рода *Cylotella* отмечается увеличение вверх по мощности Шамбского разреза роли видов, имеющих более крупные размеры и более грубую структуру панциря.

Изучение диатомей в сканирующем микроскопе подтверждают принадлежность новых видов диатомей роду *Cyclotella*. Кроме того, тщательное их исследование раскрывает индивидуальные особенности строения панциря (его формы, строение краевой зоны, характера ареала и поверхности между ними). К сожалению, остаются неизученными некоторые особенности видов рода *Stephanodiscus*, которые также в разрезах сисианской свиты являются породообразующими.

В отложениях сисианской свиты Т.А.Авакян (1974) также отмечает породообразующие и доминирующие формы диатомей.

Состав диатомовой флоры свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в пресноводном озерном водоеме. По господству планктонных видов почти по всему разрезу, за исключением нижней его части, видно, что глубины водоема были относительно большими. Судя по литологическому составу и распределению планктонных и бентосных диатомей, они не были постоянными. Небольшое содержание планктонных диатомей и явное преобладание бентосных связано с небольшими глубинами, существовавшими в начальной фазе развития озера, которые затем постоянно нарастали. На некоторое обмеление в период накопления осадков средней части разреза (интервал 40-60м) указывает увеличение бентосных форм.

Таким образом, в комплексе диатомей сисианской свиты планктоновые виды преобладают над бентосными, составляя 90-100%. Среди них основными породообразующими являются виды родов *Cyclotella* и *Stephanodiscus*. Отмечается тенденция к обмелению озерного водоема при значительной его глубине. Разнообразный диатомовый комплекс и обмеление водоема свидетельствуют об

эвтрофикации озера, что сопровождалось высокой концентрацией питательных веществ. В целом диатомовая флора умеренно-теплолюбивая. Об умеренно-теплом и влажном климате, по сравнению с современным, о существовании по берегам древнего сисианского озера лесов свидетельствует отмеченная выше богатая ископаемая флора, найденная в отложениях сисианской свиты.

Распределение бентосных и планктонных форм диатомей позволяет допустить относительные колебания глубин озера, которые, по данным спорово-пыльцевого анализа, были связаны с колебаниями климатических условий.

Массовому развитию диатомовых водорослей в акчагыльском сисианском озере способствовал ряд обстоятельств – большой по размерам водоем, незначительный терригенный снос в него, вулканические извержения и широкое развитие в регионе вулканогенных пород, обеспечивающих высокое содержание питательных веществ в воде. На вулканические породы, как источнике растворимых солей, стимулирующих развитие диатомовых водорослей, указывали многие исследователи. В.С.Порецкий (1953), изучивший ископаемые диатомеи Кисатибского месторождения диатомитов Ахалцихского района, объясняет этим высокую эвтрофность Кисатибского плиоценового водоема.

В отложениях сисианской свиты приуроченность рода *Stephanodiscus* к вулканогенным образованиям связана с увеличением эвтрофности палеоводоема во время вулканических извержений.

Сравнивая систематические списки диатомей из отложений сисианской свиты со списками, ранее опубликованными В.С.Порецким (1953) по верхнеплиоценовым отложениям среднего течения р.Раздан (район с. Арзни и Нурнус), Е.Е.Милановский (1952) по аналогичным отложениям озера Севан (норадузская четвертая свита) и Ю.В.Саядян (1969) по ранненеоплейстоценовым отложениям анийской свиты Ширакского разреза констатировали много общих черт. Рассматривая стратиграфическое положение некоторых характерных озерных видов диатомовых водорослей, установленных А.П.Жузе (1966) по различным регионам, в том числе и по Армении,

легко заметить, что в сисианской свите имеются руководящие виды диатомей, не свойственные современной и четвертичной флоре, такие как: *Melosira scabrosa*, *M. praeislandica* et f. *curvata*, *Stephanodiscus niagarae*, *Cyclotella tem perei*. Последние два вида, по А.П.Жузе, характерны для верхнего плиоцена. Рассматривая состав диатомовой флоры сисианской свиты, можно заключить, что осадконакопление в целом происходило в пресноводном, относительно глубоком озерном водоеме. Литологический состав и распределение планктонных и бентосных диатомей показывает, что глубины водоема не были постоянными. Небольшое содержание планктонных диатомей и явное преобладание бентосных в начале Шамбского разреза (145-120 м) свидетельствуют об относительно небольших глубинах в начальной стадии развития озера, которые затем (120-0 м) постепенно нарастили. Увеличение бентосных форм в средней части разреза (55-45м) указывает на некоторое обмеление озера с последующим углублением. В отложениях верхней части разреза (24,5-0м) появляются также холодолюбивые виды диатомей – *Pinularia lata* (Breh.) W. S m., *P. borealis* E h r., свидетельствующие об увлажнении и похолодании климата по сравнению с временем накопления отложений нижней части разреза. Об этом свидетельствуют и данные спорово-пыльцевого анализа.

Таким образом, сисианская свита начала формироваться с раннего акчагыла, после запруды долины Палео-Воротана вулканогенно-осадочными образованиями хотской свиты раннеакчагыльского возраста. Судя по имеющимся двум калий-argonовым датам  $1,5 \pm 0,7$  и  $1,2 \pm 0,35$  млн. лет (Саядян и др., 1983) вулканитов, перекрывающих сисианскую свиту, и учитывая перерыв между ними с амплитудой размыва более 30 м, можно допустить, что формирование сисианской свиты завершилось в конце позднего акчагыла.

Сопоставляя эти данные с геологической историей Каспийского бассейна в акчагыле, можно заметить совпадение в ритмах колебаний уровней этих водоемов. Так, В.М.Трубихин (1977) и Н.А.Лебедева (1978) этап развития акчагыльской трансгрессии Каспийского моря, по палеомагнитным и палеонтологическим данным, подра-

зделяют на две части – раннюю, относительно короткую, и позднюю – более длительную, разделенные регрессией. Регрессия моря отмечается и в конце акчагыльской трансгрессии. Ранний акчагыл эти исследователями датируется в пределах 3,32-2,42 млн. лет, а поздний – 2,42-1,79-1,61 млн. лет. Эти данные позволяют нижнюю часть сисианской свиты сопоставить с ранним, а среднюю и верхнюю – с поздним акчагылом Каспийского бассейна. Причем, заметное обмеление древнего сисианского водоема, возможно, произошло в промежутке между ранним и поздним акчагылом, в период регрессии Каспийского моря.

### **Четвертичная система**

**Эоплейстоцен** – ашеронский региоярус. В конце позднего акчагыла произошла регрессия Каспийского моря, а, следовательно, и новое переуглубление речных долин Малого Кавказа. С этого времени начался новый, ашеронский, этап геологического развития территории Армении, предшествовавший накоплению вулканических и вулканогенно-обломочных образований горисской свиты. К этому времени уровни сисианского Палеоозера, а затем и шакинской озерно-аллювиальной равнины достигли уровня долины древней р.Шенатаг в районе села Лцен. Последовавшее в предгорисское время резкое понижение базиса эрозии рек бассейна р.Аракс привело к тому, что р.Воротан вторглась в русло р.Палео-Шенатаг на отрезке с.Памб – Татев. Далее р.Палео-Воротан протекала по зоне контакта вулканитов хотской свиты с юрскими и меловыми породами Зангезура (вплоть до устья р.Палео-Варарак). Реки Палео-Воротан, Палео-Варарак, Палео-Акера сформировали глубокие долины, вложенные в более древние отложения, в том числе в акеринские, хотские и сисианские.

Заполнение долин предгорисского времени совпало преимущественно с эксплозивными извержениями вулкана Ишхансар в процессе образования ишхансарской свиты. Возникали мощные агломератовые потоки, сформировавшие туфобrekчию горисской свиты.

Потоки шли в трех направлениях – на юго-восток в сторону Палео-Акеры, в узкую долину Палео-Вараг и на юго-запад к с. Шамб, Вагатин, Нораван в обход Ераблурского плато, сложенного более древними вулканитами хотской свиты. Этот репер в значительной мере свидетельствует в пользу ашлеронского возраста горисских и позднеишхансарских вулканитов.

*Ишхансарской* именуется *свита вулканогенных образований*, слагающих Ишхансарский массив. По данным А.Т.Асланяна (1958), А.Н.Соловкина (1940), К.Н.Паффенгольца (1940, 1941), А.А.Габриеляна (1964), свита сложена андезитами, андезито-базальтами и реже риолитами общей мощностью более 600м и датируется поздним плиоценом (по новой схеме –эоплейстоценом). Породы ишхансарской свиты залегают над покровными базальтами и андезито-базальтами Ераблурского плато, слагающими верхний горизонт хотской свиты, возраст которого около 2,4 млн. лет. В Ераблурский лавовый покров и ишхансарскую свиту в пределах Ераблурского плато врезана аллювиальная терраса, являющаяся составной частью акеринской и карабахской террас.

*Горисская вулканогенно – обломочная свита* широко развита в нижнем течении р.Воротан и слагает значительную часть Карабахского нагория. Поражает протяженность агломератовых потоков – туфобрекчий горисской свиты, прослеженных к долине р.Аракс на расстоянии 70 км. После заполнения переуглубленных долин туфобрекциями были перекрыты обширные Вараг-Акеринское и Воротан-Акеринское междуречья. Свита имеет мощность 350-400 м и состоит из горизонтально залегающих грубо- и мелкообломочных: лавобрекчий и лавоконгломератов, туфобрекчий и туфоконгломератов, туфитов, агломератовых туфов, вулканических песков и пеплов и залегающих внутри них лавовых потоков. Обломочный материал изучил А.Н. Соловкин (1940), который в стратиграфической последовательности (снизу вверх) отмечал следующий состав: андезиты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты, дациты, трахилипараты и липараты. Минеральный состав осадочного материала представлен зернами полевых шпатов, роговой обманки,

моноклинового пироксена, гиперстена, биотита, магнетита и гипса. Среди этой основной обломочной массы имеются многочисленные (сингенетичные) дайкообразные и лакколитообразные тела. Для них и для лавобрекчий имеются даты абсолютного возраста –  $1.2 \pm 0.35$  млн. лет (Мидян и др., 1976) и  $1.5 \pm 0.7$  млн. лет (Саядян и др., 1989), что определяет возраст горисской свиты как апшеронский.

А.А.Габриелян (1964) отмечает, что сравнительно слабо сцементированные туфобрекции и туфоконгломераты района г.Гориса по мере приближения к селу Брун и вулкану Ишхансар становятся более крепко сцементированными, плотными, из разреза выпадают пеплы, пемза и появляются потоки базальтов и андезито-базальтов, которые можно отнести к верхней части ишхансарской свиты. В центральной части массива Ишхансар, а также в районе левых притоков р.Воротан развита толща дацитов, липаритов, перлитов и обсидианов, выступающих в виде экструзивных тел верхнеишхансарской подсвиты. В районе села Брун серые дациты вулкана Ишхансар залегают на вулканогенно-обломочных образованиях горисской свиты. Пачка аллювиально-пролювиальных отложений мощностью около 10м, выделенная Д.П.Исаханяном (1955) и А.А. Габриеляном и др.(1955), делит горисскую свиту на две части, разделенные резким эрозионным несогласием. Это подтверждается и нашими исследованиями. Две части горисской свиты можно выделить в самостоятельные подсвиты и назвать их нижегорисской подсвитой мощностью около 250 м и верхнегорисской подсвитой мощностью около 100-150 м (рис.17,18). В низовьях р.Варарак эти подсвиты прослеживаются в ее левобережье, налегают там на нижнемеловые вулканиты и по ровной границе перекрываются серыми туфобрекциями мощностью более 70 м, в верхней части которых имеются глыбы андезито-базальтов. Обломочный материал промежуточных аллювиально-пролювиальных отложений представлен базальтами и андезито-базальтами. Эти эрозионные образования связаны с переуглублением долины р. Воротан, которое было обусловлено регрессией в промежутке между ранне- и позднеапшеронскими трансгрессиями

Каспия (Зубаков, 1990). Следовательно, нижнегорисскую подсвиту можно отнести к раннему ашерону, а верхнегорисскую – к позднему ашерону. Резкий размыв, отделяющий акеринскую свиту от горисской, практически наблюдается повсеместно. Амплитуда его, как показывает анализ откопанного рельефа в средней части долины р.Акеры и ряде других мест, достигает 300-400 м. Это – примерная высота левобережья р.Варарак, на всю высоту сложенного туфобрекчиями верхнегорисской подсвиты, причем в ее стратотипическом выражении: отсутствие слоистости, пестрая, яркая окраска, характерные формы выветривания. Горисские туфобрекции левобережья р.Варарак развиты в широкой полосе вплоть до селений Карапен, Хндзореск и далее на юго-восток в сторону сел. Азаташен..

**Нораванские озерные слои.** Разрез левобережья р.Варарак, где развиты однообразные туфобрекции горисской свиты, резко отличается от разреза правого берега этой реки, где туфобрекции хотской свиты, сходные с горисскими, переслаиваются с андезито-базальтами, причем последние по мощности преобладают.

Горисские туфобрекции, подобно туфобрекциям и андезито-базальтам хотской свиты, уже в ашеронское время вновь перекрыли течение р.Воротан на двух участках. Первый расположен на западе у с.Шамб, Ватагин, Нораван, где туфо- и лавобрекции нижнегорисской подсвиты перегородили участок долины, примыкающий к правобережным высотам, сложенным мезозойскими порфиритами. Высоты эти отделяют Сисианскую и Шамбскую котловины, куда горисские туфо- и лавобрекции распространялись свободно. Об этом свидетельствуют разрез скв.13 в селе Вагатин, где лавобрекции (общая мощность 90 м) перекрыты озерными и озерно-аллювиальными отложениями (пройдено 7 м), а также разрез под селом Нораван (рис.17), в частности, в левобережье ручья Нораван, ниже дороги село Нораван – г.Сисиан. Здесь на первично неровной поверхности туфо- и лавобрекций горисской свиты, видимая мощность которых над тальвегом ручья не менее 25-30 м, лежат глины, алевриты, диатомиты, пески, кое-где расслоенные галечни-

ками прибрежно-озерного генезиса. Видимая мощность в надползневом откосе около 10м. Выше залегают плейстоценовые аллювиально-пролювиальные отложения, содержащие валуны.

Озерные осадки этой генерации названы нораванскими слоями. Их накопление вызвано запрудой долины р.Воротан образованием нижнегорисской подсвиты, формировавшей нораванские озерные отложения.

**Татевские** озерные слои. Как широко распространялись нораванские слои в пределах Сисианской впадины, каков был рельеф в ее пределах до формирования горисских туфо- и лавобрекчий судить трудно. Слишком сходны друг с другом по литологическому составу сисианские и нораванские отложения, не велика обнаженность этого района. Поверхность нораванских слоев имеет абсолютную отметку 1700 м, но это – граница последующего размыта. Уровень Нораванского озера мог быть несколько более высоким. Подпруда могла существовать долго, т.к. на туфо- и лавобрекчии горисской свиты здесь налегают мощные лавы, слагающие юго-западную окраину Ераблурского плато, в данном случае явно более молодые, чем на востоке, в районе села Хот и у г.Горис. Толщу лавобрекчий горисской свиты прошла скважина 303 на лавовом плато северо-восточнее сел. Вагатин до глубины 150 м и не достигла подошвы.

Вторая запруда, созданная мощным агломератовым потоком верхнегорисской подсвиты, уже должна относиться к позднему ашшерону, она образовалась на р.Воротан где-то ниже устья р.Варарак. Туфобрекчии горисской свиты заполнили долину реки Воротан на большом протяжении в районе села Азаташен.

Былое существование запруды фиксируется в разрезе, расположеннном в 200 м от юго-восточной окраины села Азаташен, в овраге (за школой). Обнажение начинается от уреза р.Воротан вверх на 50 м. Здесь вначале вскрываются чередующиеся слои светло-бурых, серых, ржаво-желтых глин, суглинков и супесей с редкими прослойями хорошо окатанных галечно-гравийных отложений, мощностью 6м. Выше 10 м склон задернован. Затем наблюдается обнажение тех же пород, мощностью 2,5 м. Следующее обнажение рас-

положено выше на 40 м. Оно начинается чередованием диатомовых глин, суглинков, супесей с редкими прослойками хорошо окатанных галек, гравия и песка, мощностью 20,5м; выше следует переслаивание более грубого материала – гальки, гравия, песка с супесями и суглинками мощностью 46,5 м. Это типичные озерные и прибрежно-озерные отложения общей мощностью 75 м. Они слагают цоколь валунной террасы р Воротан высотой около 200 м. Выход светлобурых суглинков и супесей, видимой мощностью около 5 м, обнаружен также в цоколе той же террасы несколько ниже по течению этой реки, подрезанной р.Варарак в приустьевой ее части.

В районе села Азаташен наблюдается прислонение озерных слоев к юрским вулканитам. Судя по гипсометрическому соотношению кровли озерных слоев и подошвы туфобрекчий, озерные слои также прислонены к туфобрекциям хотской свиты.

Еще один район, где изучены озерные слои этого палеоозера, находится в районе между селениями Галидзор и Татев (рис.17). У села Галидзор на правом склоне шоссе г.Горис – село Татев можно видеть чередование глин, суглинков, супесей с прослойками галек, гравия и песка характерного желтого цвета. Это – горизонтально наслоенные тонкослоистые типично озерные отложения видимой мощностью около 70 м. Выше пески становятся серыми, насыщенными пемзовым материалом, суглинки также становятся белесыми (10 м), и все это постепенно сменяется мощной толщей слоистой тефры, расслоенной кое-где прослойками более тонкого материала (60-180 м). Выше неровную поверхность этих образований заполняют потоки андезито-базальтов мощностью 5-10 м. Возраст этих лав, по радиометрическим определениям,  $1,6 \pm 0,5$  млн. лет. Тефровый материал поступал со стороны близко расположенного вулкана.

Озерные слои прослеживаются под этими лавами в сторону сел.Татев, где их разрез описан в откосе шоссе у беседки над грандиозным Воротанским ущельем. Здесь снизу вверх обнажаются горизонтальнослойственные галечники, пески, супеси, характерны коричневые осколчатые суглинки с обильной примесью тефры гравийн-

ой и более мелкой размерности. Видимая мощность толщи 36 м. Есть небольшие выходы озерных песков и глин в откосах у сел. Татев над Татевским монастырем. Выше по р.Воротан озерные отложения не прослеживаются. Абсолютные высоты залегания озерных слоев в этом районе – от 750 до 1660 м, что позволяет предполагать их мощность около 900 м. Однако это не так, выходы у села Татев тектонически приподняты.

Абсолютные высоты кровли озерных слоев близки к таковым в районе г.Сисиана и у села Нораван или даже ниже их (если учесть гипсометрическое положение шакинской подсвиты). Озерные слои района села Татев вложены в несколько размытую поверхность туфо- и лавобрекчий нижнегорисской подсвиты. Эти отложения литологически сходны со слоями сисианской свиты, однако их нельзя считать сисианскими или нораванскими. Озеро было обособленным, оно названо т а т е в с к и м, озерные слои – т а т е в с к и м и. Они синхронны слоям верхнегорисской подсвиты и должны быть отнесены к позднему ашерону.

### **Спорово-пыльцевая и диатомовая характеристика нораванских и татевских слоев**

Для характеристики возраста, условий формирования и ландшафтной обстановки времени формирования нораванских и татевских слоев, являющихся нормально-осадочной фацией горисской свиты, Н.О.Рыбакова выполнила спорово-пыльцевой, а Л.Г.Пирумова – диатомовый анализ образцов из разрезов нораванских слоев (у села Нораван) и татевских слоев (у села Азаташен). Результаты этих исследований следующие.

Образцы, отобранные из разреза нораванских слоев нижнегорисской подсвиты мощностью 12,5 м, оказались палинологически “пустыми”.

По данным диатомового анализа разреза нораванских слоев в интервале глубин 12,5-10,5 м, бентические виды достигают 45% – *Coccconeis pediculus E h r.*, *Epithemia zebra (Ehr.) K u t z.*, заметно

сильное обмеление бассейна. Выше превалирует планктон, устанавливаются стабильные глубины. На глубине 8,5 м бентос увеличивается до 45%. Выше по разрезу бентос исчезает, найдены лишь единичные створки, и появляется снова на глубине 5,7 м, достигая максимально 16%. Таким образом, пики обмеления в верхней части разреза приходятся на глубины 7,5 м и 5,0 м. Планктон представлен тремя родами – *Cyclotella*, *Stephanodiscus*, *Melosira* (планктонные виды). Причем род *Melosira* отмечен лишь в самой нижней части разреза; род *Cyclotella* присутствует внизу во всех образцах, причем часто достигает 100%; а род *Stephanodiscus* увеличивается в средней части разреза. В верхней части разреза планктон представлен исключительно видами рода *Stephanodiscus*, имеются только единичные створки рода *Cyclotella*. В интервале глубин 7,5-4,5 м род *Stephanodiscus* составляет от 100% до 8,5%, а выше встречены лишь единичные створки видов этого рода. В интервале 75 м вероятно существование глубокого озера. Можно предположить, что диатомовые комплексы в этих отложениях более молодые, чем изученные в отложениях сисианской свиты (мнение Л.Г.Пирумовой).

Таким образом, не исключено, что глубины древнего Нораванского озера трехкратно менялись в зависимости от колебаний климата. В начальной стадии развития существовал неглубокий водоем, по-видимому, при semiаридных климатических условиях. Затем произошло увлажнение области и установился семигумидный климат, глубины водоема заметно увеличились, а потом произошла новая аридизация области и обмеление водоема.

Из разреза татевских слоев верхнегорисской подсвиты у села Азаташен Н.О.Рыбакова спорово-пыльцевому анализу подвергla 29 образцов. Образцы из нижней части разреза (глубины 70-65 м) имеют палиноспектры с преобладанием пыльцы травянистых растений (76%) над пыльцой древесных пород (23%) и спорами (1%). Пыльца трав относится преимущественно к злаковым (*Gramineae* – 44%) и мальтовым (*Malvaceae* – 26%). Ксерофитов мало: маревых – 4%, полыней нет. В группе пыльцы древесных пород доминирует ольха (16%), несколько меньше березы. Судя по составу спектра, в

то время существовали открытые пространства, занятые травянистой растительностью. Однако, довольно высокое содержание пыльцы ольхи, преобладание пыльцы луговых трав, малое участие пыльцы ксерофитов говорят о повышенном увлажнении почвы. Возможно, данный спектр характеризует чисто локальные условия. Очень высокое содержание пыльцы Malvaceae придает ему специфическую окраску. Спорово-пыльцевой спектр верхней части этого интервала глубин отличается от нижнего тем, что основную ее часть составляет пыльца сложноцветных (Compositae – 90%). Остальные компоненты в группе пыльцы травянистых растений это –*Artemisia* (3%), *Chenopodiacea* (15%), *Gramineae* (2%), *Saxifragilis*, *Rosaceae*. Древесные породы представлены единичными пыльцевыми зернами дуба и сосны подрода *Diploxylon*. Споры не обнаружены. Спектр характеризует засушливые климатические условия и распространение степной растительности.

В средней части разреза татевских слоев (глубины 65-54 м) выделен палиноспектр, в котором содержание пыльцы травянистых растений 91%, пыльцы древесных пород 8%, спор – 1%. Древесная растительность представлена пыльцой *Betula* (3,2%), *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*. В группе травянистых растений преобладает пыльца Compositae (66%). Заметная роль принадлежит пыльце маревых (4,5%), Rosaceae (8,7%), Gramineae (3%), полыни (2%). По составу спектра можно говорить об открытых ландшафтах, очень слабой облесенности территории, значительном развитии травянистых ценозов с преобладанием ксерофитов и аридном климате.

Верхняя часть разреза татевских слоев (глубины 44-42м) имеет спорово-пыльцевой спектр, в котором на долю пыльцы древесных пород приходится 27%, пыльцы трав и кустарничков – 56%, спор – 17%. Состав палиноспектра свидетельствует о развитии на данной территории как травянистой, так и древесной растительности. Древостой состоял преимущественно из мелколиственных (*Betula*) и широколиственных пород – дуба, вяза, лещины, граба. Определены и более теплолюбивые растения – *Syringa*, *Rhus*. Открытые пространства были заняты представителями злаковых, маревых (21,2%),

сложноцветных, гвоздичных и др. Споры играют более значительную роль, чем в вышеописанных спектрах. Они представлены, в основном, зелеными мхами, которые могли составлять наземный покров как под пологом леса, так и на сравнительно влажных, безлесных участках, покрытых травянистой растительностью. Климат, видимо, изменился в сторону смягчения и увеличения влажности. Таким образом, анализ палиноспектров изученных по разрезу татевских слоев у села Азаташен показал, что на протяжении времени осадконакопления растительный покров испытал трехкратное изменение в зависимости от изменения климата. Лесостепные ландшафты сменились более открытыми степными пространствами, затем снова появились леса и состояли они из широколиственных и мелколиственных древесных пород с богатым травяным покровом, которые произрастали при достаточно увлажненных умеренно-континентальных условиях. Смена фаз в развитии растительности, связанная со сменой гумидизации и аридизации климатических условий, является характерной для кайнозоя Армении и наблюдается как в плиоцене, так и в плейстоцене.

Диатомовый анализ серии образцов из разреза татевских слоев у села Азаташен показал наличие значительного количества диатомей. В образцах нижней части разреза (глубины 70-65 м) 58% составляет планктон, из них 40% приходится на род *Cyclotella* и 18% на род *Stephanodiscus*, т.е. заметно обмеление водоема. В верхней части этого интервала диатомовый комплекс характеризуется наличием 72% бентоса и 28% планктона, в котором 21% составляет род *Cyclotella* и 7% род *Stephanodiscus*. Род *Melosira* отмечен лишь в нижней части разреза (до 6% максимально). Род *Cyclotella* присутствует внизу почти во всех образцах в интервале глубин 11,5-9,7 м, достигая порой 100%. Род *Stephanodiscus* появляется в низах этой части разреза на глубине 11,7 м (55%) и на 11,5 м (40%). Далее он исчезает и появляется вновь в верхах разреза с 7,5 м до 4,7 м, в количестве от 55% до 90%. Наблюдается уже известная для отложений долины р.Воротан закономерность последовательной замены видов рода *Stephanodiscus* на род *Cyclotella*.

Таким образом, диатомовые комплексы, выделенные из отложений нораванских и татевских слоев, свидетельствуют о частом обмелении озера на разных временных интервалах глубин.

### Неоплейстоцен

**Нижнее звено – бакинский горизонт. Акнадашская свита.** Ранненеоплейстоценовая история долины р.Воротан тесно связана с излияниями малых вулканов, расположенных северо-западнее вулкана Ишхансар, тяготеющих к вулкану Цхук. Разновозрастные лавовые потоки неоднократно проникали к его руслу, используя понижения рельефа, выработанные крупной эрозионной фазой, связанной с тюркянской регрессией Каспия, которая была в самом начале раннего неоплейстоцена. Эти эрозионные понижения были связаны с долинами левых притоков р.Воротан, стекавших с Сюникского нагорья и поставлявших грубозернистый аллювий. Соотношения лавовых потоков, как правило, отчетливо выраженные в рельефе, и их анализ показали, что древнейший лавовый покров, связанный с извержениями наиболее крупных вулканов этого района, таких как Цласар (андезито-базальты), Кармирблур (базальты) и Мхцтар (андезито-базальты) и других\*, занимает в долине р.Воротан обширные пространства между с. Шаки и Сарнакунк. В правобережье р.Шаки, в 1 км севернее сел. Шаки из базальтов этого покрова получена K-Ag дата -0,70 млн. лет. Положение покрова в рельефе и эта дата позволяют относить его к нижнему неоплейстоцену.

Именно этот покров в районе развалин бывшего села Борисовка создал подпруду р.Воротан, что привело к накоплению в Акнадашской впадине озерных осадков, которые выделены в а к н а д а ш т с к у ю с в и т у, сходную с осадками сисианской свиты, однако более молодую, относящуюся к раннему неоплейстоцену. Свита представлена тонкозернистыми светлыми песками

\* Названия вулканов заимствованы из “Каталога верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР” (1979. Ереван: Биб-ка ИГН НАН РА).

и светло-бурыми алевритами, которые расслоены диатомитами; мощность свиты более 70 м.

Акнадаштская впадина расположена в бассейне верхнего течения р.Воротан на абсолютных высотах 2000-2200 м, в районе сс. Сасуник и Борисовка. Впадина представляет собой чашеобразную депрессию с плоским дном, выполненную озерными отложениями\*. Толща озерных глинисто-диатомовых отложений акнадаштской свиты залегает горизонтально. В нее врезаны пять террас р.Воротан и ее притоков. Пойма реки и первая подпойменная терраса представляли собой широкую (до 1 км) аллювиальную долину. Река Воротан здесь меандрировала, образуя небольшие петли. Река в некоторых местах долины полностью размыла озерную толщу и протекала по подстилающим ее юрским порфиритам и туфобрекциям, оставляя свой аллювий. Вторая, третья и четвертая террасы постепенно переходят друг в друга, а поверхность пятой террасы (65-70 м от уреза реки) является кровлей озерной толщи и не затоплена водохранилищем. Она частично размыта и перекрыта галечниками. Эта терраса хорошо прослеживается по обоим бортам долины р.Воротан от предгорий горы Амулсар до села Борисовка. В районе села Сарнакунк правый борт террасы бронирован потоками андезито-базальтов, тяготеющих к ухедзорской группе вулканов, расположенных северо-западнее села Сарнакунк. Несколько молодых потоков андезито-базальтов, стекающих из вулканических центров между речьми Воротан и Бугур, залегают на размытой поверхности озерных отложений или непосредственно на порфириях левого борта долины р.Воротан. Озерная толща распространяется до развалин сел. Борисовка. На южной окраине, в 300 м от селения, р.Воротан пропилила толщу андезито-базальтов.

Скважина 36 (рис. 17), пройденная в 300 м к юго-западу от села Сарнакунк на пятой правобережной террасе р.Воротан, до глубины

\*Ныне дно впадины вместе с развалинами села Борисовка заполнено водами Спандарянского водохранилища. Геолого-геоморфологические работы проведены в 1968-1969 гг. до заполнения водохранилища.

12,5 м вскрыла почвенно-растительный слой (20 см) и супесчаные отложения с включениями гравия и гальки, затем диатомиты (до глубины 44,0 м) серые, тонкозернистые, высокого качества с тонкими (до 0,5 м) прослойками мелкозернистого песка; ниже до глубины 48,0 м вскрыты глины диатомовые зеленоватые, тяжелые грубослойистые, затем до забоя (68,0 м) скважина прошла по мелкотонкозернистым пескам и суглинкам с включениями галек и гравия вулканогенных пород. Скважина 42, расположенная на расстоянии 1,3 км к северу от скважины 36, на той же правобережной пятой террасе р.Воротан, прошла по тем же глинисто-диатомитовым отложениям свиты и уже на глубине 48,0 м вскрыла их подошву и вошла в подстилающие делювиально-пролювиальные отложения, книзу переходящие в кварцевые пески с крупными (до 15 см) окатанными обломками вторичных кварцитов, происходящих из Амулсарского массива. Интересно заметить, что среди этих обломков нет андезито-базальтов Ухедзорской группы вулканов, что свидетельствует об их возникновении после образования Акнадаштского озера. Запрудные левобережные лавовые потоки развиты до села Сарнакунк. Ниже по долине р.Воротан к селу Ангехакот рельеф понижается и переходит в Ангехакотскую впадину (абсолютная высота 1690-1800 м). Судя по рельефу местности, озерная толща залегает на неровной поверхности порфиритов и поэтому ее мощность варьирует.

### **Спорово-пыльцевая и диатомовая характеристика отложений акнадаштской свиты**

Образцы из скважины 36 палинологически изучила Н.О.Рыбакова. Из 36 проб 18 содержали достаточное количество пыльцы и спор, а остальные оказались либо совсем "пустыми", либо содержали единичные пыльцевые зерна. В разрезе скважины выделены четыре палинозоны, характеризующие развитие ландшафтно-климатических условий во время накопления отложений акнадаштской свиты (снизу вверх).

Первая палинозона характеризуется палинспектрами образцов 36-32 в интервале глубин 67-57 м. В них доминирует пыльца трав и кустарничков (93-97%). На долю пыльцы древесных пород приходится 15%, спор – 0,2%. Основная масса пыльцы принадлежит ксерофитам – маревым (до 45%), полыням (до 12%), эфедре (до 13%). Пыльца злаков составляет до 20%, сложноцветных – до 15%. Среди разнотравья отмечена пыльца лютиковых, крестоцветных, гвоздичных, розоцветных, зонтичных бобовых, камнеломковых, губоцветных, свинчатковых. Пыльца древесных относится к соснам (подроды *Haploxyロン* и *Diploxyロン*), кипарисовым, дубу (до 30%), очень мало и не во всех образцах встречена пыльца бук, ильма, клена, каштана, ясеня, березы, ивы, ольхи. Спектры отражают растительность степного типа, произраставшую в условиях засушливого климата.

Вторая палинозона в развитии растительности отражена палинспектрами в интервале 57-45м (образцы 31-27). В них, хотя и преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений (90%), несколько возрастает содержание пыльцы деревьев (7-10%), главным образом за счет березы (12%) и дуба (до 7%). Пыльцы хвойных очень мало, а широколиственные породы представлены пыльцой бук, клена, единичными зернами грецкого ореха, каштана, ясеня. Отмечаются даже пыльцевые зерна ликвидамбра и падуба – растений довольно теплолюбивых. Среди пыльцы травянистых растений, по-прежнему, много маревых (26-31%), полыней (7-10%), эфедры (до 9%), сложноцветных (до 14%) но, кроме того, возросло содержание пыльцы зонтичных (до 10%), лилейных (12%), осоковых (до 4%), водо-болотных растений (до 1%), т.е. тех, которые относятся к влажным местообитаниям. Территория в это время была более облесена, чем во время первой палинозоны. Это свидетельствует о смягчении климата.

Третья палинозона отражается в палинспектрах образцов 19-14 в интервале 37-31 м. В ней вновь абсолютно преобладает пыльца трав и кустарничков (96-99%), в основном ксерофитов – маревых, полыней, злаков, сложноцветных с примесью

пыльцы эфедры. Спор почти нет. Древесные породы представлены единичными пыльцевыми зернами дуба, березы, кипарисовых, сосен. Видимо, во время формирования этих палиноспектров оstepнение территории было весьма значительным. В растительном покрове преобладали фитоценозы степного характера, что было связано с изменением климата в сторону аридизации.

Четвертая палинозона выражена в палиноспектрах образцов 10-8 в интервале глубин 27-25 м. Здесь заметно возрастает содержание пыльцы древесных пород (до 14-19%), в основном березы (до 10%) и дуба (до 7%). Небольшую примесь составляли сосна, ель, ольха, орешник, граб, бук, ильм, грецкий орех. Во всех трех образцах данного интервала обнаружены пыльцевые зерна таких теплолюбивых растений, как ликвидамбар, сумах, нисса, что указывает на потепление. Среди травянистых растений отмечено уменьшение роли ксерофитов (маревых не более 27%) и полыней (менее 10%). В спектрах этой части разреза возрастает содержание спор (24%), относящихся к папоротникам и зеленым мхам. По-видимому, увеличение влажности климата привело к распространению древесной растительности по долинам рек и в горах. Леса носили островной характер и чередовались с открытыми площадями, занятymi травянистой растительностью. Древесные формации состояли преимущественно из представителей теплоумеренной и умеренной флоры с единичными вкраплениями теплолюбивых растений.

Смена фаз в развитии растительности была связана с чередованием гумидизации и аридизации климата на данной территории. Отличием палиноспектров, выделенных в разрезе скважины 36, является более обедненный состав и меньшее количество пыльцы древесных пород, причем основная масса приходится на пыльцу березы и дуба – растений умеренного климата. Правда, в спектрах образцов 8, 9 и 10 определены единичные пыльцевые зерна сумаха и ниссы, но их крайне малое количество не позволяет говорить о сколько-нибудь значительном увлажнении и потеплении.

В образцах скважины 36 изучена диатомовая флора. Снизу вверх по разрезу наблюдается колебание процентного соотношения планктонных и бентосных форм диатомей, что свидетельствует о постоянных изменениях глубин древнего Акнадаштского водоема.

Снизу вверх в интервале глубин 67-51 м содержание бентоса стабильное в пределах 8,5%. Далее, до глубины 40м процент бентоса увеличивается от 7% до 23%, а в интервале глубин 40-31м – уменьшается до 2%. Выше глубины 12,5 м происходит резкое увеличение роли бентоса от 2% до 7%, причем это происходит за счет *Melosira moniformis* O. M и 11 – солоноватоводно-морского эвригалинного вида, характерного для литорали, а также найденного в озере Иссык-Куль. Планктон в отложениях этой скважины представлен видами рода *Stephanodiscus*, но в количественном отношении гораздо меньше, чем виды рода *Melosira*, доля которых увеличивается там, где уменьшается роль *Stephanodiscus*. Процентное соотношение видов по разрезу меняется в связи с изменениями глубин озера – там, где уменьшается количество планктона, увеличивается роль бентоса и наоборот. Наблюдается и другая закономерность – с увеличением процентного содержания *Cyclotella* уменьшается содержание *Stephanodiscus* и наоборот, хотя ни тот, ни другой полностью не исчезают.

**Среднее звено – хазарский горизонт. Ангехакотская свита.** Трудно определить, как далеко лавовый покров левобережья (между сс. Шаки и Сарнакунк) простирается в сторону правобережья р.Воротан, но свободные от него участки сохранились в низовьях крупных правобережных притоков. Поэтому можно предположить существование озерного бассейна не только в Акнадаштской, но и в Ангехакотской впадине. Река Воротан врезалась в левобережные лавовые потоки и подстилающие юрские порфириты и туфобрекции в районе села Ангехакот. Здесь долина расширяется и образует Ангехакотскую впадину, расположенную на абсолютных высотах 1690-1800 м. Глубина ущелья вниз по течению реки резко увеличивается от 70 м до 200 м. Таким образом, превышение Акнадаштской впадины над Ангехакотской составляет около 250 м,

что является результатом блоково-глыбовых тектонических движений.

В настоящее время впадину подпруживают лавы более молодой генерации, чем запрудные лавы Акнадаштского озера. Они накопились после длительной эрозионной фазы в развитии долины, когда были существенно размыты, главным образом, левыми притоками р. Воротан. По всей вероятности, эта эрозионная фаза была связана с длительной венедской (сингильской) регрессией Каспия, имевшей место в начале среднего неоплейстоцена. По возрасту лавы этой молодой генерации близки к андезито-базальтам Нораванского плато, простирающимся между селом Нораван и г. Сисиан.

Наиболее древними в этой группе, судя по положению в рельефе, являются нораванские лавы. В них у села Нораван вложен весьма протяженный аллювиально-пролювиальный валунно-галечный шлейф нораванской террасы. Обломочный материал вынесен со склонов вулкана Ишхансар речками Нораван и Вагатин. Эта терраса сложена хорошо окатанными обломками различных эфузивных пород – андезитов, андезито-дацитов, липаритов, изредка попадаются гальки юрских и меловых образований. В разрезах у села Нораван мощность валунно-галечных отложений, перекрывающих нораванские озерные слои, достигает 30-40 м. А.А. Габриелян (1964) эту террасу, по внешнему ее виду, относит к апшерону, сравнивая с нубарашенской террасой у г. Еревана и ее аналогами. Учитывая положение в рельефе и соотношение с лавами, возраст нораванской террасы, по нашему мнению, следует отнести к среднему неоплейстоцену. Ангехакотский лавовый поток моложе нораванского, а валунники, развитые на них при слиянии речки Шаки с р. Воротан, принадлежат серии локальных террас, образовавшихся при врезании р. Воротан в лавы. Террасы эти по относительным высотам (70-80 м) также средненеоплейстоценовые и моложе, чем нораванский террасовый уровень.

Ангехакотские лавы этого возраста связаны с близлежащим андезито-базальтовым вулканом Апорак, расположенным в 78 км к северо-востоку от села Ангехакот. Лавовый поток подпрудил

р.Воротан и ее правые притоки в Ангехакотской впадине, вызвав формирование Ангехакотского палеоозера. Таким образом, оно моложе Акнадаштского ранненеоплейстоценового палеоозера и может относиться к среднему неоплейстоцену. По своему облику обсуждаемые озерные осадки сходны с осадками как акнадаштской, так и сисианской свит, а по возрасту моложе – они средненеоплейстоценовые, поэтому выделяются в новую – а н г е х а к о т с к у ю свиту.

Ангехакотская впадина выполнена озерными отложениями ангехакотской свиты, мощность которой над урезом р.Воротан – 90м. Сверху озерную толщу покрывают аллювиальные отложения мощностью до 30 м.

В 1,5 км от западной окраины села Ангехакот, на правом берегу р.Воротан, на аллювиальной ее террасе высотой 90 м заложена скважина 76 (рис.17). До глубины 28 м скважина прошла в речном аллювии, а затем вошла в ангехакотскую свиту и до глубины 75 м прошла по глинистым отложениям, далее были вскрыты диатомиты до глубины 103 м, затем – переслаивающиеся глинистые и суглинистые отложения с прослойями супеси, песка, гравия и гальки до глубины 144 м, а в забое вскрыты валунно-галечные отложения. Судя по рельефу местности, этот валунник перекрывает эрозионную поверхность древних коренных пород, подстилающих ангехакотскую озерную толщу, следовательно, скважина 76 вскрыла почти всю ее мощность, равную около 150м.

### **Спорово-пыльцевая и диатомовая характеристика отложений ангехакотской свиты**

В разрезе отложений скважины 76 выделяются три палинозоны.

Первую палинозону характеризуют палиноспектры нижней части ангехакотской свиты (интервал глубин 144-130 м), сложенной глинисто-суглинистыми отложениями. Там доминирует пыльца трав и кустарников (80-95%). На долю пыльцы древесных пород приходится 25% (береза, сосна, дуб), спор почти нет. Пыльца степной растительности представлена лебедовыми (до90%), полыня-

ми и разнотравьем. Судя по палиноспектрам, можно говорить, что нижняя часть ангехакотской свиты накапливалась в условиях теплого и засушливого климата.

В палиноспектрах второй палинозоны в интервале 100-90 м, где вскрыты диатомиты, значительное место занимает пыльца древесных пород (5-45%) – березы до 45%, сосны до 23%, ели до 39%, дуба до 20%; отмечаются пихта, тсуга, граб, вяз, лещина, орех. Пыльцы травянистых растений меньше – лебедовых до 42%, полыни до 20%, разнотравья до 28%. Во время накопления средней части свиты территория была заметно облесена, господствовали увлажненные умеренно-континентальные климатические условия.

Третью палинозону характеризуют образцы из интервала глубин 50-27 м, представленные глинистыми отложениями. В палиноспектрах этой части разреза вновь превалирует пыльца трав и кустарников (до 90%). Она, в основном, представлена пыльцой ксерофитных растений – лебедовых до 90%, полыни до 12% и разнотравья до 43%. Пыльца древесных пород довольно разнобразна, но роль ее незначительна (березы, сосны, тсуги, вяз). Судя по этим палиноспектрам, можно представить, что во время накопления верхней части отложений ангехакотской свиты существовали с semiаридные (теплые и засушливые) климатические условия.

Результаты диатомового анализа, выполненного З.В.Алешинской и Л.Г.Пиумовой, показывают полное совпадение с данными палинологического анализа. Так, в нижней части разреза ангехакотской свиты (интервал 144-130 м) преобладают бентосные диатомеи (59-78%), а среди них преобладают *Melosira arenaria*, *Coccconeis pediculus*, *Epithemia zebra*, *E. turgida*. В средней части свиты (интервал 100-90 м) планктонные диатомеи составляют 93-98%. Среди них с оценками “в массе” и “часто” господствуют виды *Cyclotella* и *Pinnularia*. В верхней части свиты снова доминируют бентосные диатомеи видов *Epitemia* и *Amphora*, встречаясь с оценкой “в массе” и “часто” (до 35%). Таким образом, диатомовая флора свидетельствует о том, что нижняя часть ангехакотской свиты нака-

пливалась в условиях незначительных глубин древнего Ангехакотского озера, накопление средней части протекало при больших глубинах и большом объеме воды в озере, а верхняя часть свиты формировалась при новом обмелении водоема.

Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов отложений ангехакотской свиты свидетельствуют о том, что в среднем неоплейстоцене в рассматриваемой области происходило, по крайней мере, трехкратное изменение климата. Теплые и аридные климатические условия сменились умеренно-влажными и умеренными, а затем наступили с semiаридные (теплые и засушливые) условия. В зависимости от смены климата менялись глубины и объем воды в древнем Ангехакотском озере.

Необходимо отметить, что данные бурения в Акнадаштской и Ангехакотской впадинах и их анализ очень важны. Они показывают глубины переуглубления долины р. Воротан в отдельные этапы раннего и среднего неоплейстоцена (соответственно, 150 м и 160 м), а также интенсивность эрозионной переработки придолинного рельефа.

**Верхнее звено – хвалинский горизонт. Голоцен.** Поздненеоплейстоценовая и голоценовая истории развития рельефа также тесно связаны с регрессиями и трансгрессиями Каспийского моря. Крупные регрессии Каспия произошли в начале позднего неоплейстоцена (ательская регрессия) и в начале голоцена (мангышлакская регрессия). С этими регрессиями на Малом Кавказе, по-видимому, были связаны две крупные эрозионные фазы развития рельефа.

С одной из фаз врезания р. Воротан связано формирование обширного поля оползневых тел к северо-востоку от г. Сисиана. Оползни сложены андезито-базальтами Нораванского плато и подстилающими их глинистыми отложениями сисианской свиты.

Верхненеоплейстоценовая терраса р. Воротан высотой 15-18 м, на которой построен г. Сисиан, прислонена к этим более древним оползням. Особенno впечатляющее нагромождение оползневых тел наблюдается у с. Агиту и Уйц. Здесь, в правобережье р. Воротан, создалась некогда небольшая «узкая» бессточная котловина, где

накопились 2-3-метровые слои тонких светло-коричневых алевритов видимой мощностью около 15 м. В результате р.Воротан обошла грандиозный оползневой массив и проложила новое русло по его тыловому шву. К этому времени относится и выработка относительно широкой долины р. Воротан на ее отрезке от верховьев и до Акнадаштской впадины включительно. Относительная высота лавового потока, идущего от липаритовых вулканов Покр и Мец Сатана-кар в верховьях р.Воротан, над рекой – 80-100 м, протяженностью 30 км и более.

Возможно есть и более молодые генерации лав, относящиеся к верхнему неоплейстоцену, например, лавы, выходящие в Акнадаштскую впадину со стороны группы вулканов – Авервац, Ахпюр, Чанапараин в районе Воротанского перевала. Их перекрывает валунно-галечный аллювий 40-метровой террасы р.Воротан, к ним прислоняются галечники 30-метровой террасы той же реки, относящиеся к верхнему неоплейстоцену.

Близки по возрасту к лавам Воротанского перевала андезито-базальты вулкана Нораванблур, выходящие к р.Воротан из долины р.Нораван, между с. Агиту и Вагатин. Их относительная высота над р.Воротан до 100-125 м. Они прислонены к оползневому массиву у села Агиту, относящемуся к началу позднего неоплейстоцена, и перекрыты валунно-галечными отложениями ряда локальных голоценовых террас р.Воротан, врезавшейся в лавы. Их относительные высоты около 90-100 м. Несомненно, более молодым по отношению к нораванским андезито-базальтам и лавам вулканов Ухедзорской группы, по нашему мнению, является поток андезито-базальтов вулкана Спандарян, выходящий в Ангехакотскую впадину.

В ряде мест отмечены молодые, возможно, голоценовые лавовые потоки. Они связаны с вулканом Нораванблур, с небольшими вулканами, расположенными в верховьях речек Шагат и Заи. В позднем неоплейстоцене или даже голоцене образовались многие эксплозивные вулканы на Ераблурском плато, на склонах массива Цхук сохранившие до настоящего времени свою первозданную форму.

В геоморфологическом отношении район липаритового вулкана Базенк, расположенный восточнее Арпа-Воротанского водораздела,

является сложным. Здесь имеются весьма древние лавовые покровы, возможно относящиеся к началу раннего неоплейстоцена, и самые поздние – голоценовые, тяготеющие к липаритовому вулкану Мецевкар.

В юго-восточной части Армении Л.Н. Зорабян (1962), С.П.Бальян и Н.В. Думитрашко (1962) установили следы только поздненеоплейстоценового оледенения. Наиболее ясные следы его они отмечают на Сюникском нагорье, на склонах вершин вулканов Мец Ишханисар и Цхук, где имеются цирки, 3-4 уступа каровых лестниц, открывающихся в троговые долины, на дне которых отмечены 4-5 конечно-моренных валов, мощностью до 50 м. На Зангезурском хребте наиболее интенсивно расчленены склоны вершины горы Капутжух, где имеются цирки, кары и троговые долины. Дно последних покрыто моренами мощностью до 40-60 м.

### 3.3. Речные террасы

Последовательность террас р.Воротан является сравнительно неполной. Из-за того, что долина постоянно заполнялась лавовыми потоками, река все время находилась у правого ее борта и на каждом новом этапе перерабатывала свои же собственные, ранее накопленные отложения. Поэтому террасы р.Воротан трудно поддаются возрастному расчленению. Лучше сохранились террасы притоков р.Воротан, например, наиболее высокая в бассейне р.Воротан нораванская терраса. Ее относительная высота над руслом р.Воротан – 325 м. Ярким примером высокой террасы речной системы Воротана может служить также азаташенская терраса на стыке рек Воротан и Варарак высотой 200 м. Для нее характерен мощный (до 60 м) русловой, типично “воротанский”, аллювий. Эти террасы (нораванская и азаташенская) по положению в рельефе и соотношению с лавами могут быть отнесены к среднему неоплейстоцену.

К этой группе террас тяготеют также высокие террасы притоков р.Воротан, сохранившиеся в рельефе кровли озерных отложений в Шамбской, Сисианской, Ангехакотской и Акнадаштской впадин.

В Шамбской впадине они отмечены над р.Воротан на относительной высоте 300 м (терраса р.Шенатаг над селом Дарабас). Здесь же терраса с относительной высотой 160-170 м уже относится к р.Воротан. По счету, в пределах Шамбской впадины, она четвертая, дарабасская – пятая. Дарабасская терраса, вероятно, соответствует уровню нораванской.

Уровень террасы с относительной высотой 175-185 м прослеживается в Сисианской котловине как в зоне влияния р.Воротан, так и по р.Сисиан. Терраса высотой 125-150 м прослеживается по р.Брнакот. Обращает на себя внимание валунно-глыбовый шлейф на окраине впадины близ села Уйц (относительная высота 145 м). К этому же типу отложений относятся валунно-глыбовые накопления в левобережье р.Араглиджур у дороги село Ангехакот-г.Нахичевань. Они слагают террасы притоков р.Араглиджур с высотами над этой рекой – 100-120 м и 170-180 м. Есть останцы террасы высотой 100-120 м и по самой р.Воротан (у села Шагат). Вероятно, с этим уровнем можно сопоставить террасы врезания р.Воротан в лавовые потоки близ устья р.Шагат (относительные высоты 175-150 м).

Более низкие террасы р.Воротан и его притоков могут относиться к верхнему неоплейстоцену и голоцену. Они сохранились в виде отдельных фрагментов, но прослеживаются по всем долинам. Наиболее отчетливо регионально развита верхненеоплейстоценовая терраса высотой 40 м. Она появляется в правобережье р.Воротан под Арпа-Воротанским водоразделом. Аллювий валунный, малой мощности, залегает над лавовым цоколем террасы. Есть здесь и более низкие террасы высотой 30 и 20 м, их аллювий валунно-галечный, цоколь – лавовый.

Аналогичные террасы высотой 50 м, 30 м, 20 м развиты в Акнадаштской впадине, но уже не на лавах, а на глинах и алевритах древнего Акнадаштского озера, они составляют их цоколь. Аллювий этих террас валунно-галечный, для 20-метровой террасы преимущественно галечный.

В Ангехакотской впадине, кроме уровней поймы, отмечена первая терраса высотой 5-6 м и вторая терраса высотой 10-15 м.

Первая терраса, как и пойма, явно голоценовая. Ко времени формирования второй террасы и предшествующего углубления долины р.Воротан относится образование обширного оползневого амфитеатра (оползание молодых лав вулкана Спандарян по глинам Ангехакотского палеоозера), расположенного непосредственно восточнее села Ангехакот. К этой группе террас относятся 5-и и 10-метровые террасы р.Шаки. В ее долине есть и терраса высотой 30 м. Террасу высотой 15-18 м, широко развитую по р.Воротан в Сисианской и Шамбской впадинах, можно назвать сисианской. Но здесь имеются и значительно более высокие террасы. Например, терраса высотой 75 м хорошо сохранилась как в Сисианской (район села Уйц), так и в Шамбской впадинах. По притокам рр.Воротан, Сисисан, Айри прослеживаются террасы высотой 10 м, 20 м, 30 м и 50 м.

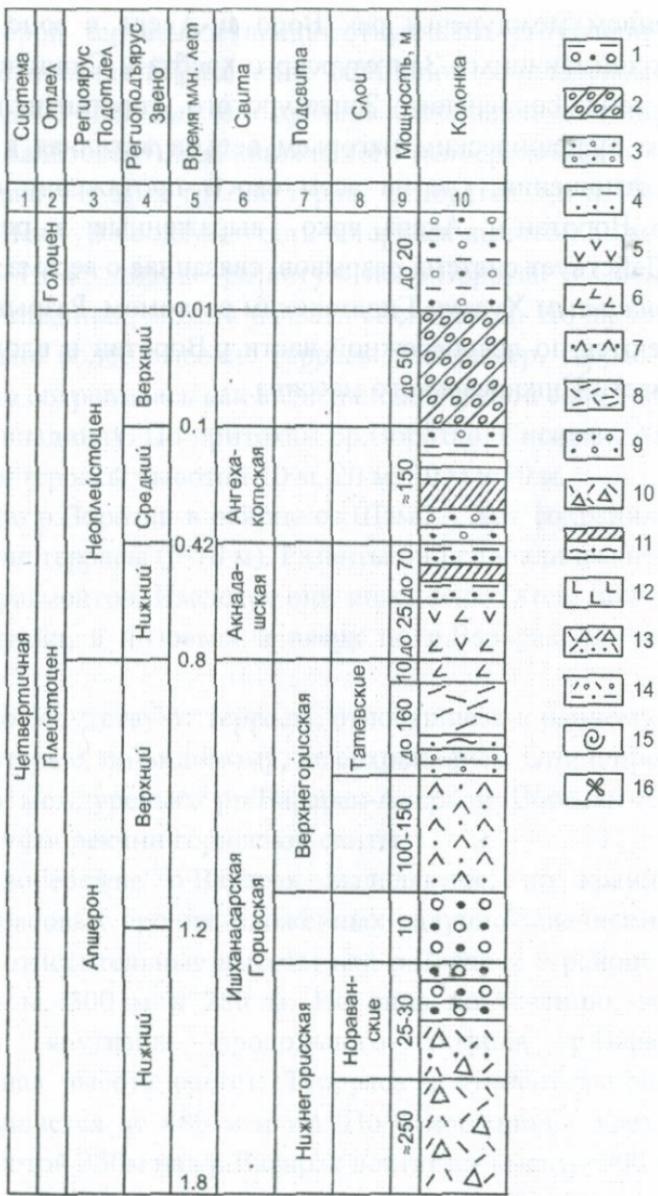
Ниже по р.Воротан в районе с.Шамб – Хот сохранились лишь самые низкие террасы (5-10 м). Развиты они спорадически в виде небольших фрагментов. Имеются они ниже села Татев, под с.Галидзор и Шинуайр, в низовьях и вверх по р.Ваарарак, на территории г.Гориса.

Обычно отсутствуют террасы, относящиеся к раннему неоплейстоцену, которые, по-видимому, не сохранились. Они широко развиты лишь в междуречьях рр.Ваарарак-Акера и Воротан-Акера, где врезаны в туфобрекции горисской свиты.

На левобережье р.Ваарарак выделяются, по крайней мере, четыре террасовых уровня, сложенных валунно-галечными отложениями. Их относительные высоты над р.Ваарарак в районе города – 350 м, 320 м, 300 м и 280 м. Но вниз по течению, вследствие увеличения крутизны продольного профиля р.Ваарарак, их относительная высота растет. Терраса с относительной высотой 200 м повышается до 480 м и т.д. По отношению к урезу р.Акера терраса высотой 350 м над р.Ваарарак достигает высоты 900 м.

Подобный эффект, несомненно, является следствием неотектонического поднятия той части Горис-Акеринского междуречья, которая примыкает к северо-восточному окончанию Сюникского нагорья, а также объясняется различиями в глубине вреза

рр. Воротан, Варарак и Акера на этом участке. Последнее связано с расположением междуречья рек Воротан-Акера в зоне неотектонически поднимающихся Зангезурского хребта и Сюникского нагорья. Эта зона сочленения Зангезурского горсттанклиниория с Сюникским вулканическим нагорьем весьма активная в неотектоническом отношении, где на всем своем протяжении совпадают долины рр. Воротан и Акера, ярко выраженные в рельефе, и в разрезах. Действует система разрывов, связанная с весьма протяженным региональным Хуступ-Гиратахским разломом. Разрывные нарушения имеются по левобережной части р. Воротан и вдоль водораздельной части Ишханçарского массива.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16

**Рис. 18.** Сводная стратиграфическая схема опорного разреза впадин междуречья Воротан-Акера.

1-суглинок, супесь, песок, гравий, галька (аллювий пойм, I и II надпойменных террас рек Воротан и Акера); 2-валунные суглиники (морены) поздненеоплейстоценовые; 3-глина, песок, гравий, галька; 4-супесь с включениями гравия и гальки.

Рис. 18 (продолжение).

(озерные, озерно-аллювиальные отложения); 5-андезиты; 6-андезито-базальты; 7-кластолавы, агломераты; 8-тефра; 9-гравий, галька, валуны (галечники псефитовые), разделяющие нижне- и верхнегорисскую подсвиты; 10-лавобрекчии, туфобрекчии (1.2-1.5 млн. лет) района сс. Вагатин и Воротан; 11-глины, диатомиты, туфодиатомиты с пемзово-пепловыми прослоями; 12-базальты; 13-лавобрекчии, туфобрекчии, потоки базальтов и андезито-базальтов (3. 0 млн. лет) с прослоями песчано-галечного материала; 14-туфогравелиты, туфопесчаники с прослоями туфодиатомитов, паттумов (слаболитифицированные); 15-остатки и отпечатки фауны; 16-остатки и отпечатки растений.

## ВЫВОДЫ

1. Во впадинах междуречья Воротан - Акера миоценовые отложения достоверно не зафиксированы. Здесь развиты плиоценовые и четвертичные озерные, аллювиальные и вулканогенные образования.

**Ранний плиоцен (киммерий)** представлен цокольным галечным аллювием рр. Воротан-Акера, фиксирующим крупную эрозионную fazu.

**Поздний плиоцен (акчагыл)** представлен акеринской озерно-аллювиально-вулканогенной, хотской вулканогенно-осадочной и сицианской озерно-диатомовой свитами, залегающими в глубоко врезанных предакчагыльских речных долинах.

Во время формирования названных свит в этих впадинах установлены шесть ритмов колебаний климата и развития растительности: семиаридные климатические условия с ксерофитными степными ландшафтами сменялись семигумидными условиями с лесостепными и лесными ландшафтами, а в конце этапа климат стал увлажненным умеренно-континентальным, растительность была представлена лесами.

2. **Эоплейстоцен (апшерон)** представлен ишхансарской свитой вулканических пород, горисской свитой вулканогенно-обломочных образований, нораванскими и татевскими слоями озерных и озерно-аллювиальных отложений, залегающих в переуглубленных речных долинах.

Накопление этих образований происходило также при шестикратной смене ландшафтно-климатических условий впадин. Смена климатических событий происходила в той же последовательности, что и в акчагыле, однако состав растительности несколько отличался.

3. **Ранний неоплейстоцен** представлен акнадашской свитой

озерных и озерно-аллювиальных отложений и древними террасами Воротан-Акеринского междуречья, залегающими в переуглубленных речных долинах.

Во время накопления свиты выделяются четыре ритма климатических событий, являющихся причиной изменений физико-географических условий.

**Средний неоплейстоцен** также представлен озерными и озерно-аллювиальными отложениями древнего Ангехакотского озера, выделенными в ангехакотскую свиту, а также X (нораванской) и XI (азаташенской) террасами речной системы Воротан-Акера. Эти отложения накапливались в речных долинах, переуглубление которых произошло в самом начале среднего неоплейстоцена, в период крупной эрозионной фазы развития рельефа.

Во время накопления отложений ангехакотской свиты выделяются три ритма ландшафтно-климатических событий обсуждаемой области.

**Поздний неоплейстоцен и голоцен** представлены серией аллювиальных террас (VI–е, низкая и высокая поймы) речной системы Воротан-Акера.

4. В юго-восточной части Армении установлены ясные следы только поздненеоплейстоценового оледенения.

## **Глава 4. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ АРАРАТСКОЙ ВПАДИНЫ**

### **4.1. История изучения и геологическое строение**

Араратская впадина представляет собой крупное тектонически обусловленное понижение рельефа, расположенное между вулканическими массивами Аарат, Арагац, Гегам и хребтами Армянский Пар, Урц и Еранос. Геологическое строение котловины сложное. Оно изучалось многими исследователями (см. ссылки в данной главе).

В пределах впадины выделяются относительно плоское днище – Араратская равнина, занятая низкими террасами р.Аракс и его притоков, а также склоны – предгорные наклонные равнины. Длина Араратской равнины от возвышенности Арагацотн до Волчьих Ворот более 100 км, а ширина – 20-50 км. Впадина, как форма рельефа и новейшая тектоническая структура, приурочена к центральной части Среднеараксинского олигоцен – миоценового межгорного прогиба, возникшего на поздних стадиях консолидации мегантиклиниория Малого Кавказа в качестве компенсационной структуры. Впадина асимметрична, формировалась под влиянием интенсивных тектонических подвижек по линиям разрывных нарушений, создавших целый ряд небольших впадин и поднятий, многие из которых представляют собой горст-антиклинали и грабен-синклинали – рис.19 (Кожевников и др.,1973).

Днище впадины выполнено верхнеплиоценовыми и четвертичными вулканическими образованиями, с угловым и эрозионным несогласием, залегающими на различных слоях осадков молассового типа и вулканогенно-осадочных породах понта, мэотиса, морских отложениях сарматы и более древних образованиях палеогена, мела, юры, среднего-верхнего палеозоя и древнее (рис.31).

## 4.2. Стратиграфия Неогеновая система

**Сарматский региоярус – верхний подъярус.** В среднем течении р.Раздан в обнажениях района сс.Птхни–Гетамеч, а также скважинами в пределах Котайкско-Егвардского плато вскрываются морские отложения разданской свиты (стратотип разреза), представленные зеленовато-серыми, желтовато-серыми, иногда красно-бурыми жирными глинами, алевролитами, песчаниками, включающим прослои мактровых и гастроподовых ракушечников, оолитовых известняков, горючих сланцев. Мощность отложений около 800 м (рис.31).Выделяются два горизонта с типичными верхнесарматскими мактрами – *Mactra (Sarmatimactra)caspia E I c h w*, *M.(S.) bulgarica T o u l a*, *M.(S.) nalivkini K o l e s.*, *M(S) crassicolis S i n z.*, *M(S) sinzovi P a v l.*, *M(S) ketranica R a d o p u l o*, *M(S) paffenholzi R a d.*, *M(S) luxata Z h i z h.*, а также *Unio erevanicus R a d.*, *U. vochtschaberticus R a d.*, *U. razdanicus R a d.*, *Anodonta arzniana V. B o g.*, *Melanopsis kleini K u r g.*, *Sinanodonta vescoiana arziana B o g.*, *Hydrobia sp.*, *Lymnaea sp.* (Радопуло,1949,1957; Богачев, 1961; Габриелян и др., 1964; Габриелян, 1982). Свита содержит также остракоды, фораминиферы, остатки растений рыб. В районе сс.Джрвеж-Вохчаберд отложения разданской свиты согласно подстилаются и переслаиваются туфогенными осадочными отложениями белесоватой свиты, которые также относятся к верхнему сармату.

Отложения разданской свиты содержат обильную флору, среди которой И.В.Палибин (1939) определил: *Ficus zangae P a l i b.*, *Salix varians G o e p p.*, *S. integra G o e p p.*, *Juglans acuminata Al. B r.*, *Carya bilinica U n g.*, *Persea princeps H e e r.*, *Acer trilobatum S t e rn b.*, *Robinia regelii H e e r.*, *Caesalpina europaea U n g.*, *Cassia ambigua U n g.*, *Lengothoe protogaea S e h o m.*, *Diospyros brachysepala Al. B r.*,

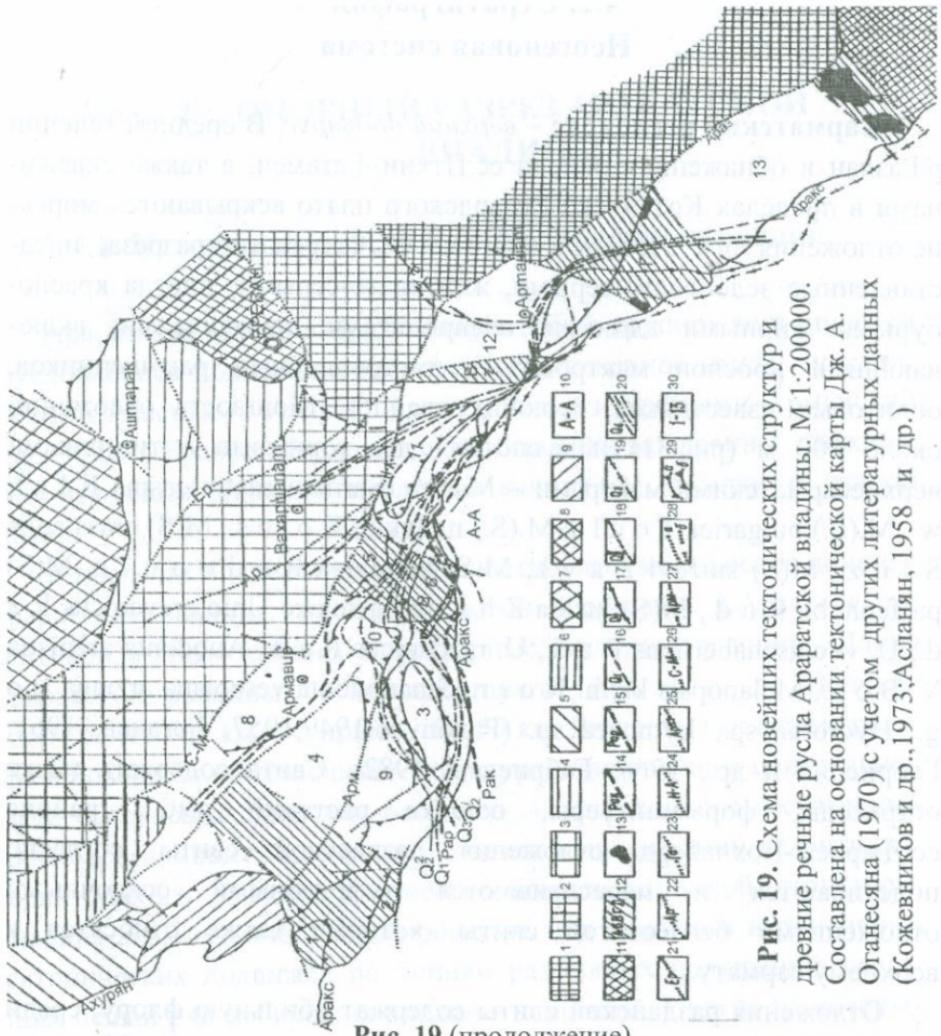


Рис. 19 (продолжение).

1. Урц-Айоцдзорский антиклиниорий; 2. Шорахпюрская антиклиналь; 3. Паракар-Катахпюрское горстовое погребенное поднятие; 4. Егвардское поднятие; 5. Агинское поднятие. Прогибы: 6-Артенинский; 7-Арагацкий; 8-Ереванский; 9-Багаранский; 10-Армавир-Арташатский; 11-Нахичеванский; 12-Поперечные перемычки: А-Кармашенская; Б-Маргаринско-Тароникская, В-Мхчанская, Г-Хорвирап-Ааратская, Д-Волчевортская; 13-Останцевые возвышенности в пределах поперечных тектонических перемычек: горы Сари Пап, Хор-Вирап. Древние русла: 14-предакчагыльские (Rak); 15-предапшеронские (Pap); 16-ранненеоплейстоценовые ( $Q_1$ ); 17-средненеоплейстоценовые ранние ( $Q_2^1$ ); 18-средненеоплейстоценовые поздние ( $Q_2^2$ ); 19-поздненеоплейстоценовые ( $Q_3$ ); голоценовые ( $Q_4$ ); Разломы: 21.Ер-Ереванский глубинный; 22. Ар-Аршалуйский; 23. Га-Гарнийский; 24. Н-А-Норабац (Енгиджа)-

Рис. 19. Схема новейших тектонических структур и древние речные русла Ааратской впадины. М 1:200000.  
Составлена на основании тектонической карты Дж. А. Оганесяна (1970) с учетом других литературных данных  
(Кожевников и др., 1973; Аспланян, 1958 и др.)

**Рис. 19 (продолжение).**

Айгричский; 25. Араз- Ерасхский; 26. С-М Селав-Мастаринский; 27. Арм.-Армавирский; 28. Прочие: а-установленные, б-предполагаемые; 29. Контуры структур: а-антиклинальных, б-синклинальных; 30. Структуры Армавир-Арташатского прогиба: 1-Багаранская антиклиналь, 2-Ушакертская антиклиналь, 3-Нор-Артагесская антиклиналь, 4-Кармрапенская горст-антиклиналь, 5-Зейвинский выступ, 6-Маркаринский купол, 7-Мхчанский горст, 8-Армавир-Араксаванская грабен-синклиналь. Синклинали: 9-Араксинская, 10-Армавирская, 11-Ранчпарская, 12-Арташатская мульда, 13-Садаракарская мульда.

Quercus cf. elaea U n g., Populus mitabilis H e e r., Carpinus grandis U n g., Laurus primigenia U n g., Cinnamomum schuchzeri H e e r., Pinus sp., Glyptostrobus europaeus B r o n g n., Betula prisca U t t., Zelkowa ungerii E t t., Podocarpus knorrii H e e r., P. latifolium H e e r., Rhamnus heeri E t t. Приведенная флора, по мнению И.В.Палибина, определяет возраст разданской свиты как сарматский. Некоторые элементы этой флоры содержат отложения годерзской свиты, также датируемые верхним сарматом (Тахтаджян, Габриелян, 1948; Узнадзе, 1965). Эта флора представлена как вечнозелеными, так и летнезелеными древесными и кустарниковыми породами, представляющими современные ландшафты средиземноморского типа с субтропическим климатом. Однако, некоторые виды этих растений относятся к реликтам неогена. Следует отметить, что недавно (Gabrielyan et al., 2000) в отложениях разданской свиты (у бывшего села Мангюс) обнаружены новые отпечатки листьев и плодов растений: Podocarpus knorrii, Lespedeza caucasica, Gleditsia allemanica, Genista paleotinktoria, Colutea sp., Populus praediversifolia, P. takhtajanii, Tamarix kryshtofovichii, Elaeagnus sp. и другие, что подтверждает вывод о существовании в позднем сармате Армении сухого и теплого климата с продолжительным сухим летом и короткой, мягкой, может быть влажной зимой, во многом сходной с таковыми засушливых областей Средиземноморской области.

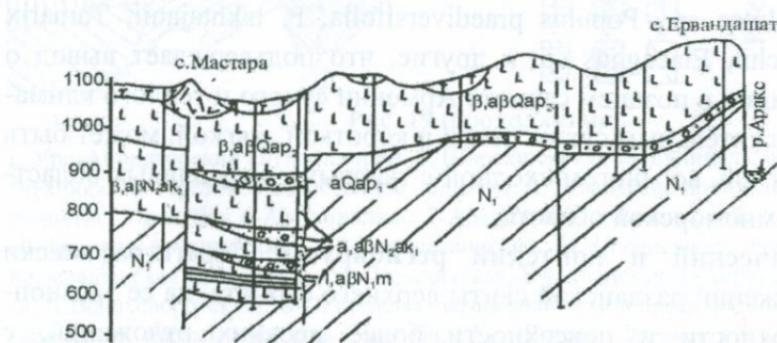
**Мэотический и понтийский региоярусы.** Стратиграфически выше отложений разданской свиты верхнего сармата, на ее эрозионной поверхности и поверхности более древних отложений, с угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования стратотипического разреза в о х ч а б е р д с к о й с в и т ы

(Асратян и др., 1978). Свита обнажается в бассейне р.Хосров в районе Джрвежского ущелья, села Паракар и в других местах, слагает Вохчабердский хребет, а также вскрыта многочисленными скважинами под лавовым покровом Котайкско-Егвардского плато. Вохчабердская свита развита также на Гегамском и Варденисском хребтах, в водораздельных частях Вайкского (восточная часть), Сюникского (северная часть), Цахкуняцкого и Ширакского хребтов (южные отроги) и вскрыта буровыми скважинами в Ширакской впадине.

В нижней части свита сложена туфоаргиллитами и туфоалевролитами, туфопесчаниками с прослойми мергелей и глин. Выше залегают туфобрекции, туфоконгломераты, туфогравелиты, состоящие из угловатых и слабо окатанных обломков андезита и шлака, пемзово-пепловой мелочи агломератовых туфов преимущественно андезитового состава с потоками андезито-дацитов. Мощность свиты в Приереванском районе достигает 600 м (Асратян и др., 1978).

По литофаunalным признакам свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю, сформировавшуюся в пресноводно-солоноватоводных озерных условиях, и верхнюю – собственно вохчабердскую, образовавшуюся преимущественно в наземных условиях.

В разрезе нижней подсвиты, по данным А.А.Габриеляна (1964), туфогенные глины и туффиты, являющиеся продуктами размыва



**Рис. 20.** Геологический разрез вдоль Кармрашенской поперечной перемычки по линии с.Мастара–Ервандашат–каньон р.Аракс. Условные обозначения см. на рис. 24.

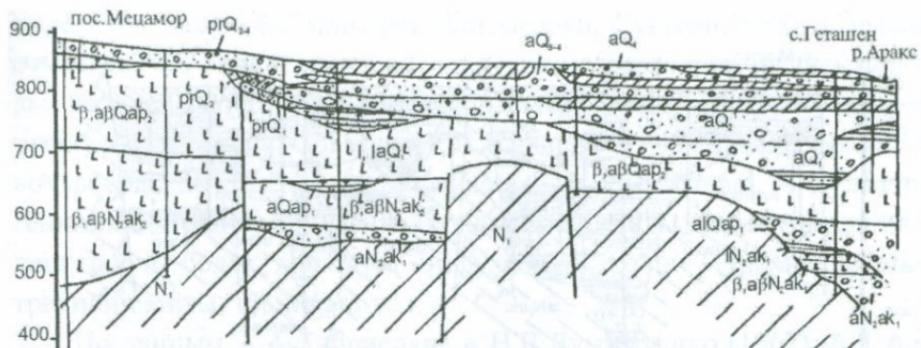


Рис. 21. Геологический разрез поперек Армавир-Араксаванской грабен-синклинали и Нор-Артагесской антиклинали по линии пос. Мецамор—сс.Меграшат—Нор—Армавир—Геташен—р.Аракс. Условные обозначения см. рис.24

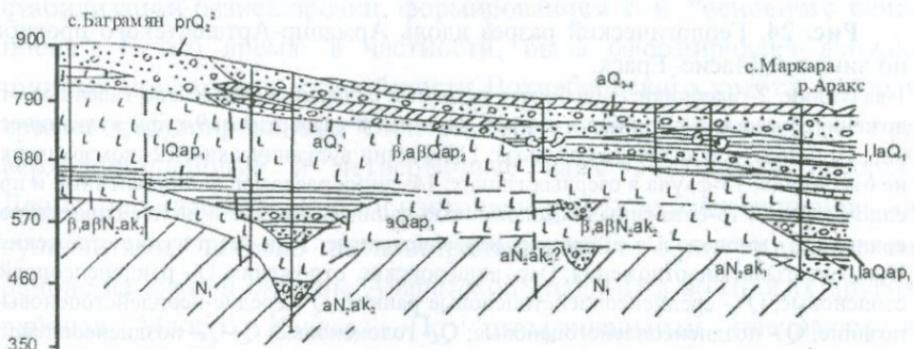


Рис. 22. Геологический разрез по центральной части Армавир-Арташатского прогиба по линии сс.Баграмян—Маркара—р.Аракс. Условные обозначения см. на рис. 24.

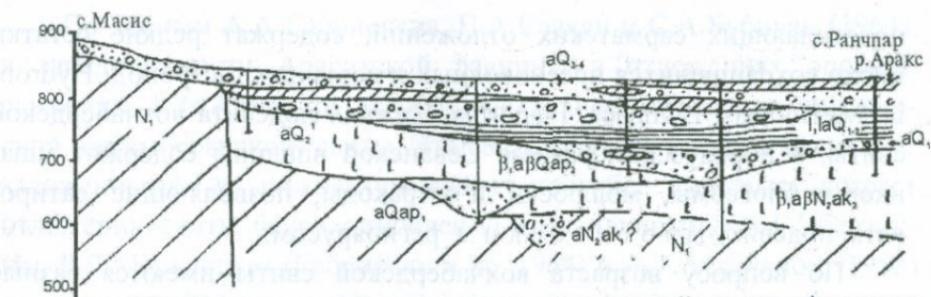
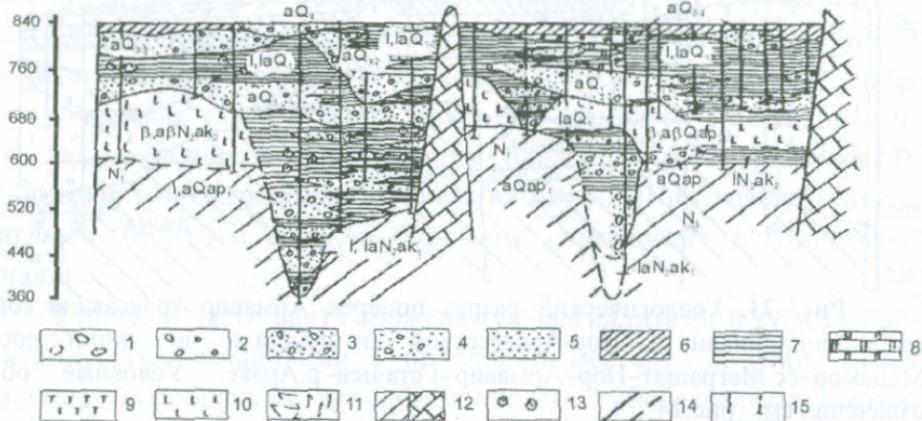


Рис. 23. Геологический разрез по центральной части Армавир-Арташатского прогиба по линии сс.Масис—Ранчпар—р.Аракс. Условные обозначения см. рис. 24.



**Рис. 24.** Геологический разрез вдоль Армавир-Артшатского прогиба по линии с.Масис–Ерасх.

1-валунник; 2-галечники; 3-щебнисто-галечные отложения; 4-песчано-галечные отложения; 5-песок; 6-суглинки и супеси; 7-глины; 8-травертины; 9-туфы вулканические; 10-базальты и андезито-базальты; 11-брекции вулканические; 12- домэотические отложения; 13-фауна в озерных глинах; 14-линии разломов, установленные и предполагаемые; 15-скважины, расположенные на линии разреза и на нее спроектированные; N<sub>1</sub>- миоценовые отложения нерасчлененные; N<sub>1m</sub>- мэотические отложения; N<sub>2ak</sub>- акчагыльские отложения; Qар- ашшеронские отложения; Q<sub>1</sub>- ранненеоплейстоценовые; Q<sub>2</sub><sup>1</sup>- средненеоплейстоценовые ранние; Q<sub>2</sub><sup>2</sup>-средне-неоплейстоценовые поздние; Q<sub>3</sub>- поздненеоплейстоценовые; Q<sub>4</sub>- голоценовые; Q<sub>3</sub>-Q<sub>4</sub>- поздненеоплейстоценовые и голоценовые (нерасчлененные отложения). Генетические индексы: аβ-андезито-базальты, а-аллювий, la-озерно-аллювиальные, l-озерные отложения, рг-пролювиальные отложения.

подстилающих сарматских отложений, содержат редкие остатки плохо сохранившихся пресноводных и наземных гастропод: *Hydrobia*, *Melanopsis*, *Lymnaea*, *Planorbis*. Нижняя подсвита вохчабердской свиты, в норадузском разрезе Севанской впадины содержит мшаниковые биогермы, моллюски и ostracodes, позволяющие датировать подсвиту мэотическим региоярусом.

По вопросу возраста вохчабердской свиты имеются разные мнения. К.Н.Паффенгольц (1948) относит ее к среднему-верхнему олигоцену, А.А.Габриелян (1964) – к мэотису-понту. На основании K-Ar датирования абсолютный возраст вохчабердской свиты

определен около 6.2 млн. лет (Багдасарян, Гукасян, 1985). Следует отметить, что определению абсолютного возраста подверглись породы верхней, собственно вохчабердской свиты, которую следует отнести к поинту. Согласно К.И. Карапетяну (1973), верхняя часть вохчабердской свиты подразделяется на две толщи – вулканогенно-обломочную (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты) и более молодую эфузивную толщу (трахиандезиты, трахилипариты, трахидациты).

По данным А.А Габриеляна и Н.В. Думитрашко (1962), А.Т. Асланяна (1957, 1949), С.П. Балльяна (1969), поинтский этап развития Малого Кавказа характеризуется длительной денудацией (планации) рельефа в период ослабления тектонической активности и стабилизации базиса эрозии, формированием т. н. “основного пленена”. В это время, в частности, была сформирована денудационная поверхность осевой части Вохчабердского хребта, которая срезает дислоцированные слои вохчабердской свиты и уходит под верхнеплиоценовые и четвертичные лавы Гегамского нагорья. Денудационные поверхности часто перекрыты верхнеплиоценовыми вулканитами, широко распространенными в Урц-Айоцдзорском районе на южной окраине Арагатской впадины и во многих других районах Малого Кавказа. По литофаunalным признакам и стратиграфическому положению вохчабердская свита прослеживается по Малому Кавказу, Анатолии, Ирану и входит в неовулканический пояс Малой Азии (Асланян, Саядян, 1977).

По данным А.А Габриеляна, Н.А. Саакян и С.А. Бубикян (1964), в западной части Арагатской равнины в отложениях опорной скважины 1 (г. Армавир) вскрыты осадочные отложения армавирской (октемберянской) свиты. Эта свита вскрыта также скважинами, заложенными в нижнеахурянском прогибе. Впервые возраст отложений свиты был установлен Д.Б. Наливкиным, А.Г. Эберзиньим, Р.Л. Мерклиным (Габриелян и др., 1964) и А.Т. Асланяном (1958) по пресноводной фауне (*Unio flabellatus* G o l d f., *U. mactrella* и др.) как мэотис. В.В. Богачев (1961) *U. flabellatus* также относил к мэотису. Свита подразделяется на три подсвиты: нижняя –

песчаники и глины (500м), средняя – глины с редкими прослойми угля (300м), верхняя – песчаники с прослойми глин (1000м); переход между подсвитами постепенный (Саркисян, 1982). В отложениях свиты С.А.Бубикян определила *Nerpetocyparis achurianica* sp. n., *Candonella schubinae* M a n d e l s t a m. Учитывая приведенные факты, эрозионно-денудационные и седиментационные процессы, происходящие в мэотисе, нижнюю и среднюю части армавирской свиты следует, по-видимому, отнести к мэотису, а верхнюю – к понту.

**Нижний плиоцен** – киммерийский региоярус. В пределах Ааратской впадины значительная часть мэотических и понтских отложений уничтожена последующей эрозией, причем, главным образом, в середине раннего плиоцена (бабаджанское, или предакчагыльское время каспийской шкалы). На это время приходится одна из наиболее ярко выраженных фаз эрозионного развития региона и накопления мощного грубобломочного аллювия в связи с резким поднятием мегантиклиниория Малого Кавказа и опусканием уровня Каспия – главного базиса эрозии большинства рек Армении (Милановский, Хайн, 1963).

Интенсивное воздымание мегантиклиниория Малого Кавказа в середине раннего плиоцена обусловило создание низкогорного рельефа с невысокими антиклинальными хребтами, синклинальными долинами, куполовидными поднятиями и впадинами. Врезание Палео-Аракса и его притоков, вызванное общим поднятием региона, в высшей степени усилилось в связи с резким падением уровня Каспия. Определились основные направления главных речных долин и их притоков, которые, в основном, приурочены к линиям разрывных нарушений. Углубление долин было столь энергичным, что этот процесс не могли приостановить или ослабить пересекавшие Палео-Аракс зоны поднятий: Ааратская, Волчьеворотская, Джулфинская, Южно-Сюникская и др. Палео-Аракс пропилил их антецедентно, образуя глубокие ущелья. Были размыты не только мэотические и понтские отложения, но и в придолинных районах весь миоцен и даже пестроцветная (ацеванская) нижнемиоценовая

молассовая свита (Садаракская впадина). Вулканогенное обрамление впадины было затронуто эрозией в меньшей степени.

Эти данные показывают, что раннеплиоценовая эрозия была достаточно значительной. Продукты выветривания ее слагают, видимо, "свиту перерыва" или бабаджанский горизонт – средний отдел мощного глинисто-песчаного комплекса (с прослойми гравелитов и конгломератов), продуктивной (нефтегазоносной) толщи мощностью более 3300 м Апшеронского полуострова, Кобыстана, акватория центральной части Каспия и Западно-Туркменской низменности. В Армении они представлены грубозернистым аллювием, залегающим в переуглубленных (предакчагыльских) долинах.

**Верхний плиоцен – акчагыльский региоярус.** Начавшееся с начала позднего плиоцена заполнение древних речных долин Ааратской впадины осадками выражено чередованием фаз аккумуляции и размыва. Аккумуляция являлась доминирующим процессом. Накапливались аллювиальные, озерные и вулканогенные образования.

Ааратская впадина в начале позднего плиоцена являлась типично эрозионной формой рельефа. На фоне сложнопостроенной эрозионной поверхности Ааратской впадины отчетливо вырисовываются древние русла рек: Аракса, Азата, Раздана, Касаха, Ахуряна (рис.19). Их направления связаны с расположением тектонических структур. Палео-Аракс следует вдоль южного склона Нор Артагесской антиклинали, с юга огибает Маргаринский купол, выходит на склон Ранчпарской синклинали, обходя южнее расположенное поднятие, затем, под влиянием Мхчянского горста, снова отклоняется в южном направлении. Далее выявляется поворот палеорусла на север – к центру Арташатской синклинали и его продолжение между горстовыми выступами складчатого основания Ааратской поперечной структуры. Имеются в виду палеозойские останцевые возвышенности Сари Пап и Хор Вирап. В пределах Садаракской впадины изгиб Палео-Аракса проходит преимущественно в южной ее части. Изгибы Палео-Раздана и Палео-Касаха также связаны с

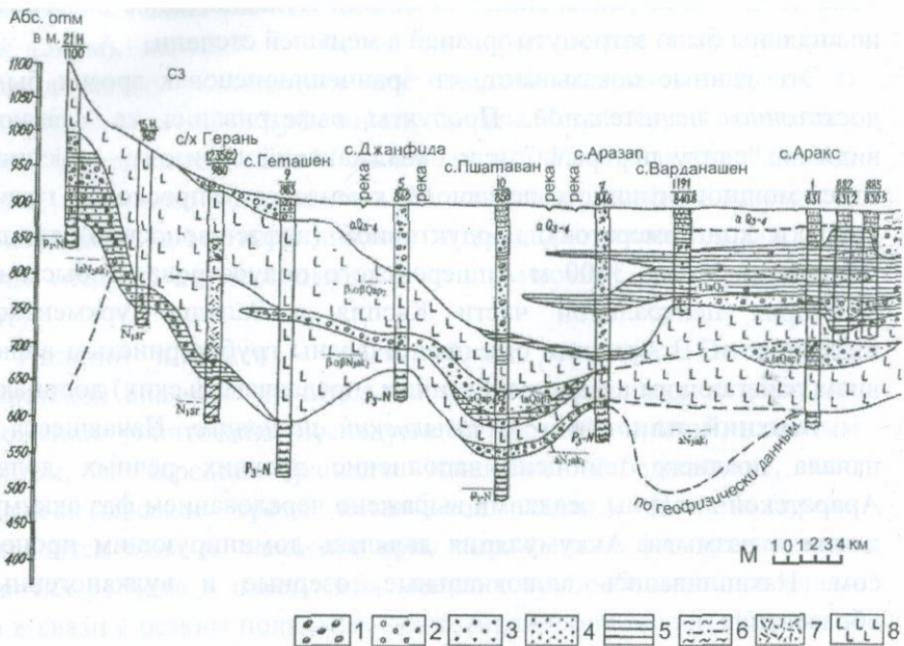


Рис. 25. Разрез вдоль долины р.Аракс.

1 - Литологические и дополнительные обозначения: 1-валуны; 2-галька, галечник; 3-гравий; 4-песок; 5-алеврит, глина; 6-суглинок, супесь; 7-туфы вулканические; 8-базальты и андезито-базальты; 9-глины, известняки, песчаники, гравелиты с прослойями оолитовых известняков и мактровых ракушечников; 10-глины, алевролиты (пестроцветные, красноцветные), песчаники с пропластками и пачками каменной соли и кристаллического гипса, известняки, конгломераты; 11-известняки, песчаники, сланцы, кварциты; 12-известняки; 13-линии разрывных нарушений; 14-скважины, расположенные на линии разреза и на нее спроектированные: в числите-

поднятиями отдельных структур внутри Паракар-Катнахпюрского (Норабацкого) погребенного горста, в частности, Шорахбюрской антиклинали. Направление древнего русла Палео-Селав-Мастара (кстати, так же как и современного) строго соответствует простираннию разлома, ограничивающего с юга Армавир-Араксаванскую грабен-синклиналь. Древняя долина р.Ахурян на северо-западе Ааратской впадины не зафиксирована.

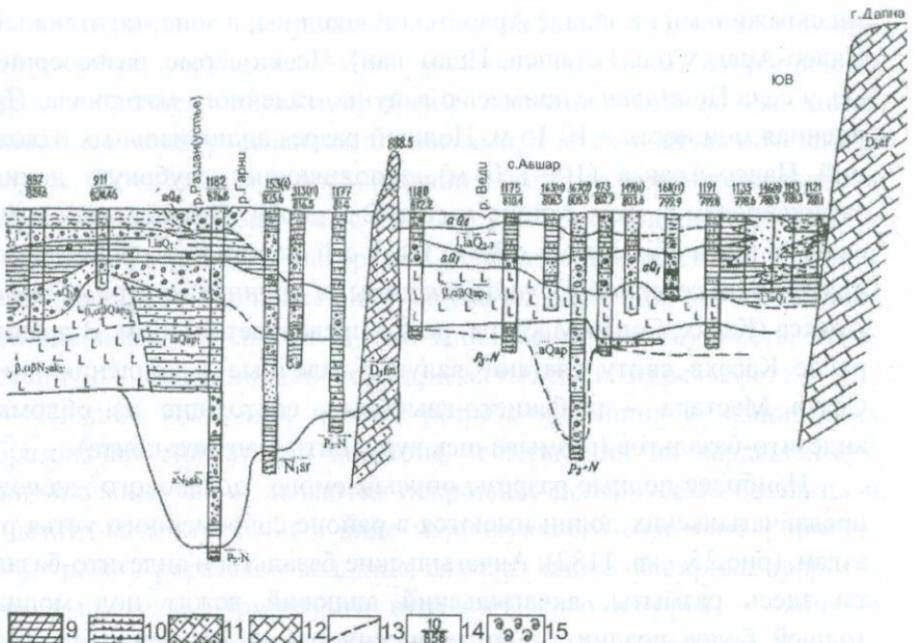


Рис. 25 (продолжение).

ле номер скважины, в знаменателе - абсолютная высота устья скважины; 15-фауна моллюсков. // - Стратиграфические индексы: Q<sub>4</sub> - голоцен, Q<sub>3-4</sub> - верхний неоплейстоцен-голоцен (нерасчлененные), Q<sub>2-3</sub> - средний-верхний неоплейстоцен (нерасчлененные), Q<sub>2</sub> - средний неоплейстоцен, Q<sub>1</sub> - нижний неоплейстоцен, Q<sub>ап</sub> - эоплейстоцен (апшерон), N<sub>2ак</sub> - верхний плиоцен (акчагыл), N<sub>1</sub> - верхний миоцен (sr-разданская свита), P<sub>3</sub>-N - олигоцен, миоцен (нерасчлененные), D<sub>3</sub> - верхний девон (fm-фаменский ярус), D<sub>2</sub> - средний девон (ef-эйфельский ярус). /// - Генетические индексы: а-аллювий, Ia-озерно-аллювиальные отложения, I-озерные отложения, β-базальты, αβ-андезито-базальты-эоплейстоцен (апшерон).

По-видимому, она располагалась несколько западнее современного положения. Вместе с Палео-Араксом она очерчивала в своих низовьях южную окраину поперечного поднятия Арагацотн и отдельные его антиклинали (Багаранская и др.). Устья притоков Палео-Аракса (Касах, Раздан, Азат) приурочены к центральной части синклинальных впадин.

Переуглубленные в предакчагыльском рельефе долины в наиболее глубоких их частях заполнены валунно-галечным аллювием

(рис.20-25). Выше обычно преобладают пески, они вскрыты многими скважинами на западе Ааратской впадины, в зоне, тяготеющей к Палео-Араксу (с. Геташен, Пшатаван). Пески серые, разнозернистые, у села Пшатаван с примесью валунно-галечного материала. Пройденная мощность – 10-15 м. Полный разрез аллювиальных отложений Палео-Аракса (100-120 м), заполняющих глубокую долину, зафиксирован в этом районе у села Вардашен. Эти отложения названы в а р д а ш е н с к о й с в и т о й. Мощность обсуждаемого аллювия на северной окраине впадины, в долинах притоков Палео-Аракса (Касах, Селав-Мастара) редко превышает 30-40 м. В древнем русле Касаха свиту слагают валунно-галечные накопления, по р. Селав Мастара – щебенисто-глыбовые, состоящие из обломков андезито-базальтов (размывались вулканиты мэотиса-понта).

Наиболее полные разрезы описываемого “долавового” аллювия предакчагыльских долин имеются в районе современного устья р.Раздан, (рис.25, скв. 1182). Акчагыльские базальты и андезито-базальты здесь размыты, акчагыльский аллювий лежит под мощной толщей более поздних – ашхеронских озерно-аллювиальных отложений. В основании переуглубления (470 м от поверхности) над плотными серыми миоценовыми песчаниками залегает галечник с обильным гравием (20 м). Судя по глубине залегания, это – аллювий Палео-Аракса. Выше пройдены коричневые песчанистые глины с редкой галькой, напоминающие пойменные накопления предгорных зон (около 15 м). Над глинами лежит галечно-гравийная пачка с редкими валунами и разнозернистым песчаным заполнителем (до 35 м) и снова песчанистые серые глины (до 10 м). Русловой галечный аллювий вместе с перекрывающими его глинами озер-стариц пойменного типа составляют единые циклы осадконакопления–аллювиальные свиты, причем осадконакопление шло в условиях непрерывного повышения уровня аккумуляции – одна свита надстраивает другую. Каспий находился в трансгрессивном состоянии – подпружающее влияние поднимающихся поперечных структур Ааратской впадины проявилось в полной мере.

От устья р.Раздан предакчагыльское русло Аракса прослеживается к г.Арташату. В разрезах этого района ощущается влияние Палео-Азата, выходившего на равнину. Аллювий, заполнивший переуглубление, становится преимущественно песчано-галечным, глинистые пачки расслаиваются песками, а затем вообще исчезают в разрезе. По-видимому, формирование этих осадков происходило в значительной степени за счет материала, сносившегося Палео-Азатом с Гегамского нагорья и близлежащих хребтов. Возраст рассматриваемой аллювиальной свиты определяется как акчагыльский довольно уверенно, т. к. она заполняет эрозионную сеть, выработанную в раннеплиоценовом (предакчагыльском) рельефе.

Нижней составной частью разреза новейших вулканических образований Ааратской впадины, налегающих на вардашенские аллювиальные слои, являются покровные долеритовые базальты и андезито-базальты. Они в виде маркирующего горизонта ("нижнего"), кроме Ааратской впадины, слагают также обширные территории в пределах Армянского вулканического нагорья – широко развиты на Котайско-Егвардском, Армавир-Арагацотском, Лорийском, Ширакском, Ераблурском плато, хорошо обнажаются в ущельях рек Ахурян, Дебед, Гаварагет, Кассах, а также развиты на сопредельных территориях Карабахского и Ахалкалакского нагорий и Анатолии (Асланян, Саядян, 1977). Мощность этих лав широко варьирует в зависимости от характера древнего рельефа, в среднем она составляет 20-30 м, а в отдельных местах, в древних долинах например, к северо-востоку от г.Еревана их мощность достигает 200 м.

В Приереванском районе основной поток долеритовых базальтов двигался в пределах г.Еревана по направлению Ариндж – Аван – Кармирблур – село Айнап. Отсюда на юг и северо-запад мощность потока значительно уменьшается. По правому борту Джрвежского ущелья на протяжении 6-7 км мощность долеритов доходит до 8-10 м, а к юго-востоку по линии г.Ереван – село Айнап они выклиниваются. По правобережью р.Раздан на протяжении 10 км мощность долеритов достигает 50 м, примерно такая же их мощность к северу от села Паракар. Такое распределение мощностей долеритов,

очевидно, указывает на то, что по линии развития их максимальных мощностей существовала довольно глубокая предакчагыльская палеодолина вдоль разрывного нарушения, впоследствии заполненная акчагыльским аллювием, который затем был перекрыт потоком долеритовых базальтов. Представляется, что долина имела антецентное строение. Глубину эрозии вохчабердской свиты от понта до акчагыла (момента излияния долеритов) можно оценить в 400 м. Долериты вскрыты на различных глубинах, мощность их изменчива и во многом зависит от предакчагыльского рельефа. Они в некоторых местах непосредственно перекрывают заведомо акчагыльский аллювий.

По данным П.П.Гамбаряна (1930)\* и АН.Назаряна (1962), основанным на материалах многочисленных буровых скважин, долеритовые базальты перекрывают н у р н у с с к у ю о з е р н о - д и а т о м и т о в у ю с в и т у, мощность которой около 16-20 м. Судя по положению в рельфе и соотношению с лавовыми потоками, здесь было расположено небольшое лавово-запрудное озеро, которое могло существовать при благоприятных климатических условиях в пределах одной хронозоны. Нурнусская свита содержит фауну крупных и мелких млекопитающих: *Dicerorhinus etruscus* F a l c., *Hipparrison* sp., *Equus* sf. *stenonis*, *Tragocerus* sp., *Putorius* sp., *Lepus* sp., *Gerbilus* sp., *Mustella filholi* G a u d, обнаруженную П.П.Гамбаряном (1934,а,б) и определенную В.В.Богачевым, а также *Dreissena diluvii* A b I c h , крупные *Lymnaea* sp. и *Radix auricularia* (*lagotis*), *Planorbis* типа *Planorbis cornu*.(Богачев,1938, 1961).Среди этой фауны руководящими являются этрусский носорог, лошадь Стенона и гиппарион, типичные для хапровского (апшерон по старой схеме или поздний акчагыл) фаунистического комплекса Восточной Европы (Беляева, 1948; Авакян,1959; Габуния, 1959; Алексеева, 1977; Вангенгейм, Жегалло, 1982; Вангенгейм, Зажигин, 1982). Вероятно, нурнусская фауна жила в степных и лесостепных (саванна) условиях вблизи водоема.

\* Нурнусское месторождение диатомитов. Ереван: Фонды “Армгеология”, 1930, № 816, 31с.

Следует отметить, что в одной из совместных публикаций (Асланян и др., 1982) Л.К.Габуния провел ревизию коллекции нурнусской фауны млекопитающих, хранящейся в Палеонтологическом музее АН СССР, и выяснил, что “значительная часть окончательно потеряна.” Там ему В.И.Жегалло предоставил зуб лошади, происходящей “не из Нурнуса, а из Курсеби (Западная Грузия),” вероятно, была перепутана нумерация коллекции. На этом основании Л.К.Габуния решил, “что у нас нет достаточных оснований допускать здесь (в Нурнусе) существование *Hipparium* и *Equus*”. Однако, в том же 1982 году Э.А.Вангенгейм и В.И. Жегалло опубликовали работу, где четко указали на присутствие *Hipparium* sp., найденного совместно с *Equus* sf. *stenonis* в отложениях нурнусской свиты. Отмечу также, что Л.К.Габуния позже, редактируя книгу Г.К.Меладзе (1985), констатировал наличие в нурнусском местонахождении *Hipparium* sp., *Equus* sp. sf. *stenonis*, *Dicerorhinus etruscus* F a l c., *Tragocerus* sp.

В верхней части нурнусской свиты (карьер диатомита у села Нурнус) А.К.Агаджанян (Агаджанян, Саядян, 1983) вторично открыл костеносные слои с остатками зайцев, пищух и песчанок рода *Ochotona*, которые относит к верхнему плиоцену (акчагылу). Однако, Г.У.Мелик-Адамян (2003) фауну крупных и мелких млекопитающих нурнусской свиты ошибочно относит к нижнему плиоцену, что противоречит имеющимся фактам.

Кроме того, эта озерно-диатомовая свита, по данным В.С.Порецкого (1953), содержит как пресноводные, так и солоноватоводные (доминирующие) формы диатомей: *Melosira scabrosa*, *M.italica*, *Fragilaria lapponica* var. *attenata*, *F. virencens*, *F. brevistriata*, *Epithemia turgida*, *Anomoeoneis sphaerophora* var. *sculpta*, *Nitzschia spectabilis* и др., относимые к позднему плиоцену.

В районе села Нурнус развит “нурнусский” поток андезито-базальтов, перекрывающий размытую поверхность долеритовых базальтов и нурнусских озерных отложений. На поверхности потока имеется верхнепалеолитическая открытая стоянка с обсидиановыми орудиями (Демехин, 1956). К северу от села Нурнус на этом потоке залегают обсидианы и перлиты вулкана Гутансар (Карапетян, 1968).

Палеомагнитные исследования нурнусского разреза показали, что долеритовые базальты и верхи озерно-диатомитовой свиты имеют обратную намагниченность, что позволяет отнести их к нижней границе ортозоны Матуяма (Асланян и др., 1983). Андезито-базальты района села Нурнус имеют прямую намагниченность, однако их стратиграфическое положение пока остается неясным. Они по времени образования моложе позднего акчагыла и могут соответствовать любой из субзон прямой полярности второй половины ортозоны Матуяма – Гилза или Харамильо, а также ортозоне Брюнес, но не моложе обратно полярной субзоны Блейк.

Из потоков долеритовых базальтов, отобранных в г.Ереване, на правом берегу р.Раздан (Цицернакаберд, напротив детской железной дороги, на высоте 120 м над рекой), получена K-Ar дата  $2,47 \pm 0,17$  млн. лет, а из андезито-базальтов Котайкской группы вулканов (Котайкско-Егвардское плато) –  $2,21 \pm 0,6$  млн. лет (Балог Кадош и др., 1990 ). Обе датировки охватывают интервал времени – конец раннего и начало позднего акчагыла. Палеомагнитная полярность долеритов в районе села Нурнус отрицательная (Асланян и др., 1983), что позволяет отнести их к нижней границе ортозоны Матуяма.

Следует отметить, что, по данным Г.М.Майсурадзе (1998), Цалка-Ахалкалакская базальтовая формация также содержит потоки долеритовых базальтов “нижних” и “верхних”, разделенных межлавовыми озерными отложениями с эоплейстоценовой фауной млекопитающих, и близка к таманскому фаунистическому комплексу. По палеомагнитным параметрам, эти лавы соответствуют олдувейской субзоне – раннему эоплейстоцену. Здесь сферические долериты, залегающие под “нижними” лавами, имеют возраст 3,5-3,6 млн. лет. Цалка-Ахалкалакскую базальтовую формацию Г.М. Майсурадзе объединил в единую свиту и датирует верхним плиоценом – эоплейстоценом (акчагыл-апшерон).

## Четвертичная система

**Эоплейстоцен – апшеронский региоярус.** Позднеакчагыльские тектонические движения и падение уровня Каспия, несомненно, отразились и на рельефе нижнего горизонта покровных платоев. Произошло вторичное откапывание глубоких долин, залитых лавами, создание ряда новых долин и ущелий, в особенности, по линии разрывных нарушений. Этими процессами объясняются многие особенности в расположении речной сети на раннеапшеронском этапе развития Ааратской впадины. Русло р.Аракс, по сравнению с предакчагыльским, несколько смещено к северу. Оно вскрыто большим количеством скважин. Палео-Аракс на этом уровне еще более определенно очерчивает склоны Нор-Артагесской антиклинали и Маргаринского купола. К востоку от устья р.Раздан, там, где лавовый покров размыт, наблюдается совпадение в расположении русел. Для указанных стратиграфических уровней совпадают и направления притоков Палео-Аракс-Касах-Селав-Мастара (рис.19).

Подошва апшеронского аллювия, заполняющего эти русловые ложбины, зафиксирована на глубинах от 200 м до 330 м ниже современной поверхности Ааратской впадины. Наиболее представительные разрезы, как и для раннеакчагыльских озерно-аллювиальных отложений, находятся в районе г.Артшата. На раннеакчагыльские осадки (рис.20-25) здесь налегает валунно-галечная свита, в основании которой в перемыче нижележащих глин отмечены обломки базальтов и андезито-базальтов. Вряд ли обломки привнесены издалека – из долины р.Раздан или р.Ахурян, породы, вмещающие их, являются результатом ближнего переотложения. Валунно-галечный аллювий в этом интервале разреза формировался после накопления раннеакчагыльских долеритовых базальтов и андезито-базальтов после того, как они были размыты в связи с раннеапшеронским углублением долины р.Аракс. Валунно-галечные отложения мощностью 45 м вверх сменяются глинами (5 м). Выше снова лежат валунник, галечник, расслоенные песками (62 м), и песчанистые глины озер-стариц пойменного типа (16 м), которые постепенно сменяются глинами озерной толщи (100 м). Озерные глины

слоистые, зеленовато-серого цвета. В них появляются тонкостенные раковины пресноводных моллюсков – преимущественно гастропод и дрейссен. В верхней части разреза окраска глин становится серовато-коричневой.

Образование толщи озерных глин в пределах древнего переуглубления связано с подпруживающим влиянием Хорвирап–Ааратского поперечного поднятия, внешним геоморфологическим выражением которого являются останцевые возвышенности Хор Вирап и Сари Пап. По мере приближения к ней гипсометрическое положение подошвы озерных глин почти не меняется. Кое-где глины расслаиваются песчаными прослойками, иногда с галькой. Севернее, в зоне влияния Палео-Азата, разрез, подобно акчагыльскому, становится песчано-галечным. Завершается он пачкой озерных глин мощностью более 20 м.

Река Раздан также выносила в пределы озерного мелководья преимущественно песчаный материал. Но по р.Аракс у села Маргара и по р.Касах восточнее г.Вахаршапат в основании разрезов вскрыты глины мощностью до 20 м. В них обнаружены остатки озерной фауны моллюсков. Выше разрез становится песчано-галечным, валунно-галечным, преимущественно аллювиальным (40-60 м). Затем аллювий снова перекрывается озерными глинами, а иногда и расслоен ими. Лишь на самом западе у села Пшатаван верхние глины исчезают из разреза. Подпруживающее влияние Хорвирап–Ааратского поднятия так или иначе ощущалось на всей территории впадины.

В долине р.Селав–Мастара материал, заполняющий переуглубленное русло, представлен щебенисто-галечными отложениями пролювиального типа. В основании разреза – мощная пачка глыбовых накоплений, выше – три надстраивающие друг друга аллювиальные свиты, валунно-песчано-галечные с маломощными (до 10м) песчано-глинистыми слоями пойменного типа в верхней части. По-видимому, в это время Садаракская впадина вместе с ограничивающими ее поднятиями испытывала преимущественное воздымание. Возраст аллювия и фациально связанных с ним озерных осадков, вложе-

нных в предакчагыльские русла, определяется как раннеапшеронский довольно условно – их накопление относится к послеакчагыльскому эрозионно-аккумулятивному циклу.

По данным буровых скважин и материалам электроразведки, наблюдаются очень интересные соотношения раннеапшеронских аллювиальных отложений с покровными лавами в районе Армавир–Арагацотской возвышенности. Здесь, на Арагацотском участке, этот аллювий перекрыт “верхним” маркирующим покровом базальтов, андезито-базальтов и андезитов, поэтому его можно назвать “межлавовым” аллювием. Галечники, до 20 м мощностью, лежат здесь резко несогласно на складчатых отложениях миоцена под толщей “верхнего” покрова лав до 100 м мощности. Галечный материал хорошо окатан, с большим количеством мелких валунов, песка и гравия. Это – типичный аллювиальный покров, принадлежащий, по-видимому, рекам Аракс и Ахурян. В долине р. Селав-Мастара аллювий (40 м) данного стратиграфического уровня, имеющий валунно-галечный характер, более мощный и лежит гипсометрически ниже. Перекрыт он тем же “верхним” лавовым покровом. Под ним залегают мощные андезито-базальты “нижней” акчагыльской генерации. В районе озера Акналич этот аллювий вместе с “нижним” и “верхним” горизонтами лав круто и глубоко погружается под раннесреднечетвертичную озерную толщу Ааратской впадины. Изменение высот залегания, а также мощностей аллювия и вулканитов можно объяснить неотектоническими причинами. Подлавовый аллювий на Арагацотском участке явно изогнут – приподнят на склоне Кармрашенской антиклинали, опущен на оси Аракской синклинали и снова резко приподнят на склоне Ушакертской антиклинальной складки. По оси Кармрашенской антиклинали проходил водораздел между аллювиальной погребенной равниной и второстепенным руслом р. Селав-Мастара, заложившимся, как и в предакчагыльское время, у южного борта Армавир-Араксаванской грабен-синклинали.

Большая мощность “нижних” вулканитов характерна не только для Армавир-Араксаванской грабен-синклиниали. Она, по существу, сохраняется и севернее, прослеживаясь к подножью вулкана Арагац. Это позволяет предполагать, что в акчагыле, так же как и в мэотисе и понте, лавы Арагаца не достигали Шамирамского плато – опускание Армавир-Араксаванской грабен-синклиниали и поднятие Кармрашенской антиклиниали препятствовали этому, направляя лавовые потоки на юго-восток, в Ааратскую впадину.

К ашерону относится нубарашенская (советашенская) галечная терраса с относительной высотой 170-180 м, которая развита на Нубарашенском наклонном плато и погружается под нижне-средненеоплейстоценовую озерную толщу Ааратской впадины. Детальная геоморфологическая съемка в районе Нубарашенского наклонного плато (рис. 26) показала довольно сложную картину построения этих галечников. Здесь были выделены несколько террасовых уровней галечников: собственно Нубарашенская терраса с относительными высотами 170-180 м, барцащенский террасовый уровень (на нем расположено село Барцащен) высотой 140 м и гарнийский – наиболее приближенный к р. Азат и имеющий над ней высоту около 110 м.

Собственно нубарашенская терраса является фрагментом пролювиально-аллювиального шлейфа ашеронского 170-180-метрового уровня наклонных равнин и террас речных систем Аракса и Куры. Она одновременно является стратотипом, и ее (условно) можно назвать нубарашенской свитой, имеющей мощность до 30 м. Исходя из применяемой в работе концепции эрозионно-аккумулятивных циклов Малого Кавказа, а также по палеогеографическим соображениям можно уточнить возраст нубарашенской террасы и отнести ее также к позднему эоплейстоцену, а гарнская и барцащенская террасы, как более молодые, могут быть отнесены к раннему неоплейстоцену.

Интересна пространственная позиция эоплейстоценовых покровных базальтов и андезито-базальтов (“верхних”). Они покрывают Кармрашенское плато, в центральной части Ааратской впадины

занимают примерно ту же территорию, что и акчагыльские (“нижние”) покровные лавы. Эти лавы широко развиты на западе, в центре тяготеют к долине р. Раздан, оттуда прослеживаются на восток в Садаракскую впадину, вплоть до района Мхчянского поднятия, где происходит их выклинивание. В южном направлении “верхний” лавовый покров не проникает далее Ранчпарской синклинали – ему преградили путь лавы более древней акчагыльской генерации, здесь тектонически приподняты.

“Верхние” базальты, андезито-базальты и андезиты Арагацотской возвышенности образуют разнообразный, холмистый рельеф, осложненный множеством молодых вулканов, сухих (селевых) оврагов, ложбин, которые постепенно сглаживаются по мере приближения к долине р. Аракс. Они заполнены пролювиально-делювиальными отложениями, представленными щебнем, песками, супесями, суглинками неслоистыми, мощность которых резко варьирует в пределах 1-10 м и более. Покров имеет серый цвет, лавы трещиноватые, в разрезе чередуются плотные разности с пористыми шлаковидными. Между отдельными слоями встречаются коричнево-бурые и коричнево-красные глины небольшой мощности.

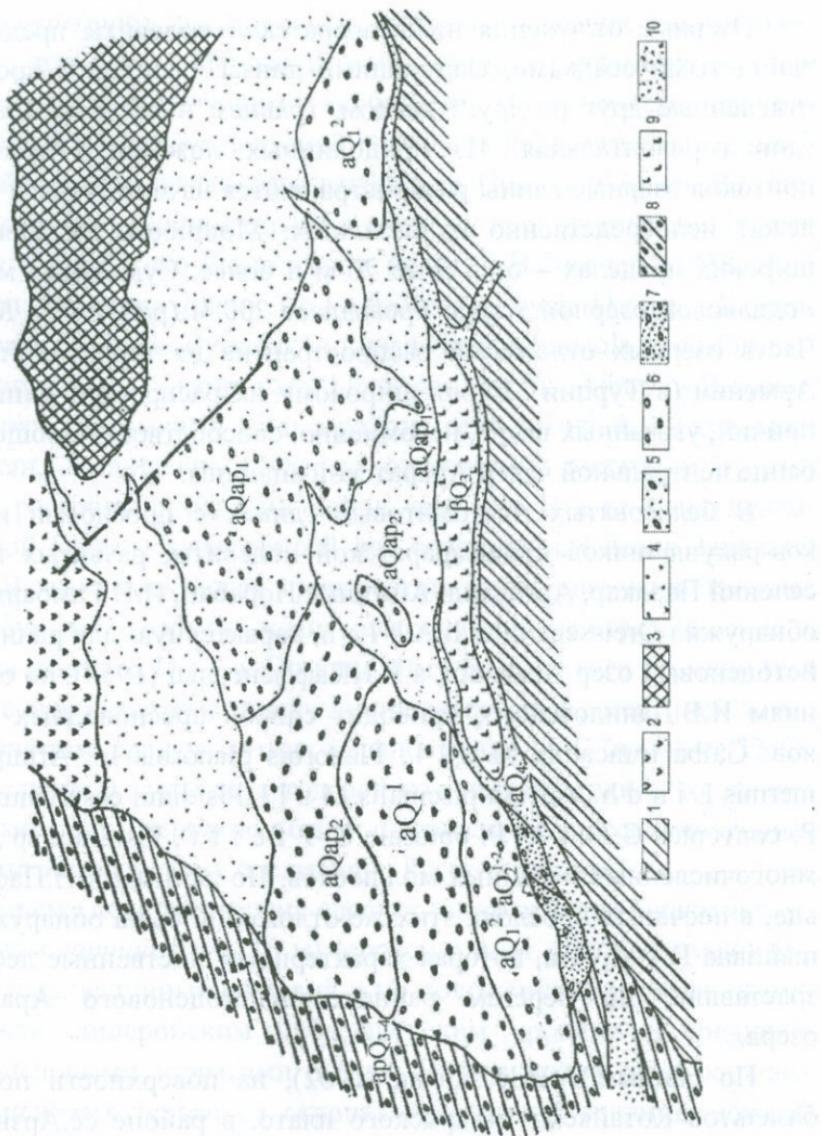
Возраст “верхнего” лавового покрова традиционно определяется как ранненеоплейстоценовый. Однако, его залегание под заведомо ранненеоплейстоценовой “надлавовой” озерной толщей указывает, что этот покров следует отнести к эоплейстоцену.

### Неоплейстоцен

**Нижнее звено – бакинский горизонт.** Во многом подобное ранненеоплейстоценовому Ширакскому озеру, но более крупное по своим размерам озеро существовало в Ааратской впадине. Отложения его имеют мощность около 250-300 м. Образование этого озера произошло благодаря лавам, излившимся в Сардаринской впадине. Центром излияния этих лав явился вулкан Малый Аарат (Паффенгольц, 1948). Мощный базальтовый и андезито-базальтовый покров заполнил все пространство между останцевыми возвышенностями.

ностями Хор Вирап и Волчыи Ворота, что привело к подпруживанию р.Палео-Аракс, притоков и образованию озера. Подпруживание в данном случае, в огромной степени, способствовало поднятие поперечной Хорвирап-Араатской перемычки и, по-видимому, Садаракского района в целом. По литофациальным особенностям озерная толща Араатской впадины подразделяется на два комплекса отложений: нижний – озерный (глины, суглинки) с аллювиальными прослойками (галька; гравий, песок) общей мощностью около 200 м залегает на аллювиальных грубозернистых отложениях мощностью до 30 м и верхний – озерно-аллювиальный (галька, гравий, песок, глины, суглинки) общей мощностью около 50-60 м, верхи которого содержат фауну крупных млекопитающих. Оба комплекса отложений объединены в араатскую свиту, которая, в свою очередь, по ритмо- и климатографическим признакам подразделяется на две подсвиты: нижнеараатскую, датируемую *ранним неоплейстоценом*, и верхнеараатскую, датируемую *низами среднего неоплейстоцена*.

Разрез озерных отложений нижнеараатской подсвиты, залегающих под “верхним” горизонтом лав в западной части Араатской впадины, начинается валунно-галечным аллювием (сс.Пшатаван, Аразап) значительной мощности (до 62 м). Это аллювий Палео-Аракса, заполняющий ранее выработанную им в нижележащих отложениях довольно широкую долину. Валунно-галечный материал залегает среди большого количества песка и гравия. Ближе к Араатской вулканогенно-тектонической перемычке, в скважинах села Норашен, в районе г.Артшата среди галечников появляются песчаные линзы, часто весьма протяженные, а также выклинивающиеся вверх по течению р.Аракс слои глин – происходит фациальное замещение аллювиальных отложений озерными.



**Рис. 26.** Рельеф района Нубарашенского плато: 1-склоны Ераносского хребта; 2-эрэзионный рельеф на миоценовых вулканитах; 3-Вохчабердская поверхность выравнивания понтского возраста; 4-эрэзионный рельеф различных возрастных генераций на вулканогенно-осадочном миоцене; 5-высокий Нубарашенский эрэзионно-аккумулятивный уровень (aQap<sub>1</sub>), сильно расчлененный эрэзией; 6-нижний, собственно Нубарашенский (aQap<sub>2</sub>), Барцишенский (Q<sub>1</sub><sup>1</sup>) и Гарнийский (Q<sub>1</sub><sup>2</sup>) уровни; 7-террасы средних высот (aQ<sub>2</sub><sup>1-2</sup>); 8-низкие террасы (Q<sub>3-4</sub>); 9-лавы, 10-пойма р. Гарни.

Озерные отложения нижнеараратской подсвиты представлены глинистыми осадками, слагающими линзы, прослои и пропластки, отделенные друг от друга песком, гравием и галькой. Слоистость глин горизонтальная. Из придолинных ложбин р.Аракс и его притоков озерные глины распространяются на междуречье и иногда лежат непосредственно на базальтах. Мощность их варьирует в широких пределах – от 5 м до 70 м и более. Суммарная мощность подлавовой озерной толщи превышает 200 м (район сел. Маргара). Часть озерных отложений распространена на территории Южной Армении (в Турции). Столь широкому их распространению, кроме причин, указанных выше, несомненно, способствовало общее прогибание центральной части Араатской впадины.

В белесоватых диатомитовых глинах с прослойями известняков-ракушечников нижнеараратской подсвиты, развитых в районе селений Паракар, Аргаванд, Айнап и Норабац, П.П.Гамбарян (1934) обнаружил *Dreissena diluvii* A b I c h, характерную для ранненеоплейстоценовых озер Армении, а К.Н.Паффенгольц (1964), по определениям И.В.Даниловского, приводит список пресноводных моллюсков: *Galba truncatula* M u l l., *Planorbis planorbis* L., *Armiger crista inermis* L i n d h., *Valvata piscinalis* M u l l., *Pisidium casertanum* P i l i., *P. conventus* C l e s s., *P. obtusale* C. R f e i f f., *Pisidium* sp., а также многочисленных наземных моллюсков. По данным К.Н.Паффенгольца, в песчаных прослоях этих же отложений была обнаружена *Ena mantiana* D r a p a n, которая характеризует лиственные леса, произраставшие по берегам ранненеоплейстоценового Араатского озера.

По данным А.Н.Назаряна (1962), на поверхности покровных базальтов Котайкско-Егвардского плато, в районе сс. Арзни, Гетамеч, Нор-Ачин и в районах г. Ереван – Канакере и Аване буровыми скважинами вскрыты диатомитовые глины с прослойми суглинков и супесей общей мощностью 15-20 м – арзинские озерные слои, которые также обнажаются в районе сс. Арзни, Маяковский и Дзорахпюр. В арзинских слоях В.С.Порецкий (1953) обнаружил 72 формы диатомовых водорослей, среди которых в подавляющем больши-

нстве присутствуют пресноводные, а среди последних доминируют *Melosira granulata*, *Stephanodiscus astraea*, характерные для свободной воды с большими глубинами. На основании сравнительной характеристики диатомей плиоцен–плейстоценовых образований районов Ахалкалакского нагорья, сс. Нурнус и Арзни В.С. Порецкий арзинские слои относит к раннему неоплейстоцену. В этих же слоях Котайско-Егвардского плато В.В. Богачев (1938, 1961) определил: *Dreissena diluvii* A b I c h, *Lymnea ovata* D г а р., *L.(Radix)*, *Planorbis*, *Valvata*, *Bythinia*, а также *Pseudoamnicola trochiformis* J e k e l., *Pyrgula*. и остатки рыб: *Leuciscus*, *Aspius*, *Alburnus*. В арзинских слоях диатомовых глин в районе села Арзни А.Л. Тахтаджян (Тахтаджян, Габриелян, 1948) по отпечаткам листьев и другим остаткам растений определил *Betula verrucosa* E h г. – вид мелколиственной березы, характерный для современных лесов Западной Сибири. В этих лесах могли произрастать также широколиственные породы: бук, дуб, граб, вяз, клен, мелколиственные береза и осина, а также *Era mantiana* D г а р. По-видимому, климат того времени был ближе к современному климату лиственных лесов умеренной зоны, где средняя температура летних месяцев выше 10°C (но менее 22°C), зима не слишком суровая, а годовое количество осадков составляет 500-800 мм. Это, вероятно, была плювиальная эпоха, синхронная ранненеоплейстоценовому оледенению Русской равнины.

К раннему неоплейстоцену следует также отнести *бардашенскую* (140 м) и *гарнинскую* (110 м) террасы р. Азат, которые имеют высокий цоколь, валунный аллювий и по положению в рельефе находятся между ашшеронским нубаращенским уровнем и средненеоплейстоценовыми террасами р. Азат. Наличие этих двух ранненеоплейстоценовых террас на склонах Арагатской впадины показывает, что во время накопления аллювия и озерных глин имели место две фазы активизации речного стока, усиление боковой эрозии рек и выноса обломочного материала, соответствующие указанным террасам. Это могло произойти при увлажнении, которое установлено по палинологическим анализам отложений анийской свиты Ширакской впадины.

**Среднее звено – хазарский горизонт.** Средний неоплейстоцен в Ааратской впадине начинается новым углублением долин, сменой озерного режима озерно-аллювиальным, а затем аллювиальным, формированием мощных суглинисто-песчано-гравелистых и валунно-галечных толщ, вложенных в озерные глины (район г. Артшат и села Аразап). Озерно-аллювиальные отложения, слагающие верхне-араратскую подсвиту озерной толщи Ааратской впадины в верхах разрезов у селений Айнап, Норабац, Гетазат, г. Еревана (Аван), содержат фауну крупных млекопитающих: *Mammuthus trogontherii chasaricus*, *Palaeoloxodon antiquus* (Falc.), *Bos trochoctros* М е у е г., которая входит в состав ленинаканского фаунистического комплекса, синхронного с сингильским фаунистическим комплексом Нижнего Поволжья и датируется началом среднего неоплейстоцена. Верхние слои озерно-аллювиальных отложений мощностью до 50 м переслаиваются с вулканическими туфами (2-12м) “еревано-леннаканского” типа и перекрываются ими. Эти туфы также следует отнести к началу среднего неоплейстоцена.

Верхнеараратская подсвита содержит разнообразную фауну моллюсков, среди которых отмечена *Dreissena diluvii Abisch*, которая в древних Ааратском и Ширакском озерах появилась в раннем неоплейстоцене и жила в начале среднего неоплейстоцена (Акрамовский, 1956). Таким образом, присутствие ранне- и средне-неоплейстоценовой малакофауны в озерных отложениях Ааратской и Ширакской впадин, а также средненеоплейстоценового ленинаканского фаунистического комплекса крупных млекопитающих в верхах этих отложений позволяет допускать одновременность формирования отложений древних Ааратского и Ширакского озер.

Большой интерес представляет находка черепа ископаемого человека в г. Ереване (Асланян и др., 1979). Череп был найден в 1975 году А.Т. Асланяном и Ю.В. Саядяном на левом берегу каньона р. Раздан, у портала тоннеля (рис.28) в суглинках самой верхней части 22-25 м чарбахской аллювиальной террасы (в залегании *in situ*), погребенной под “разданским” потоком средненеоплейстоценовых андезито-базальтовых лав (со столбчатой отдельностью),

мощность которых 35 м.\* Было обнаружено 103 фрагмента черепа одного индивидуума, в том числе 38 относительно крупных, которые были переданы в Институт антропологии МГУ для исследований. Эти фрагменты были смонтированы Е.Б.Макарцевой и антропологически описаны В.П.Якимовым и В.М.Харитоновым. Однако этого описания было недостаточно для определения этапа эволюционного развития и обозначения в биологической классификации этого ископаемого "разданского" человека. Поэтому был определен только геологический его возраст на основании следующих данных.

Чарбахская терраса в южной части г.Еревана врезана в верхи озерно-аллювиальных отложений Арааратской равнины, содержащих фауну крупных млекопитающих низов среднего неоплейстоцена. В террасе имеются галька обсидианов и обсидиановые орудия. Сырьем для них были коренные залежи обсидианов вулканов Атис и Гутансар. Абсолютный возраст этих обсидианов, определенный методом треков в Германии и Ленинграде, колеблется в пределах 240-370 тыс.лет (Комаров и др.,1972) – средний неоплейстоцен. На поверхности "разданского" потока андезито-базальтов (рис.28) известны многочисленные стоянки раннего ашеля-мустье с обсидиановыми орудиями и изделиями, изготовленными из сырья тех же залежей обсидианов (Демехин, 1956; Любин, 1961).

Таким образом, возраст чарбахской террасы с останками ископаемого человека, на данном этапе исследований, может быть определен следующим образом: она моложе фауны крупных млекопитающих (ленинаканский = сингильский комплекс) и находится в пределах второй половины среднего и начала позднего неоплейстоцена.

В последнее время дополнительные исследования этого черепа проводили английские палеоантропологи из Лондонского музея истории природы доктор Т.Кинг и профессор Х.Стринкер. По предварительному заключению последнего, этот череп принадлежит неандертальцу. Окончательные результаты будут известны как

\* Порядковые номера террас в каньоне р Раздан, погребенных под лавами, невозможно определить.

только будет определен абсолютный возраст костей этого черепа в Кембриджском университете.

Весьма интересны данные диатомового и спорово-пыльцевого анализа отложений разреза чарбахской террасы. Комплекс диатомовой флоры (Алешинская, Саядян, 1983) нижней и верхней частей этого разреза свидетельствует об их разнофациальной природе и различных физико-географических условиях, существовавших во время накопления отложений. Судя по данным спорово-пыльцевого анализа, за время накопления отложений разреза террасы растительность и климат двукратно существенно менялись. Во время формирования валунно-галечных отложений нижней части разреза в бассейне Палео-Раздана существовали широколиственные леса разнообразного флористического состава. Эдификатором этих лесов был орех. Климат был семигумидным, мягче современного, зимы менее суровые, увлажненность большая. Во время накопления отложений верхней части разреза произошло похолодание – одни широколиственные породы исчезли (гикории, каштан, дзельква, клен), роль других резко уменьшилась (орех, каракас). Большое значение приобрели хвойные, мелколиственные леса, основными породами которых были сосна, береза и ольха.

В супесчано-суглинистых отложениях разреза этой террасы А.К.Агаджанян (Алешинская, Саядян, 1983) обнаружил фауну мелких млекопитающих, среди которых установил присутствие: *Crocidura* sp., *Chiroptera* gen., *Apodemus* ex gr., *Silvaticus* L., *Allactaga williamsi* T h o m a s. По экологическому облику эта фауна соответствует ландшафтам, в которых важное место занимали леса с отдельными участками открытых биотопов, что хорошо согласуется с палинологическими данными.

На западе Ааратской впадины средненеоплейстоценовым является аллювий р.Аракс, который по линии пос. Мецамор – сс. Меграшат – Нор Армавир – Геташен – р.Аракс прислонен к эоплейстоценовым андезито-базальтам, опускавшимся из Каракертского плато. Валунно-галечные отложения, мощность которых меняется от 40 м до 60 м, занимают здесь обширную площадь (рис.21). Выше

по разрезу они становятся песчано-глинистыми, а затем закономерно сменяются коричневыми глинами пойменного типа (10-15 м). Контуры древних русел здесь отчетливо не фиксируются. Обсуждаемая аллювиальная серия, в отличие от верхнего аллювиального комплекса, лежащего над апшеронским горизонтом платолав и подстилающего озерные глины, может быть названа "надозерной".

Восточнее села Вардашен р.Аракс этого времени была смещена к югу в сторону Турции и вновь переходила на территорию Армении в районе г.Артшата. Здесь перед поднятием Хор Вирап песчано-галечный аллювий частично замещается песчанистыми глинами, накопившимися в результате тектонического подпруживания. Основное русло огибало возвышенность с севера, но затем резко поворачивало к югу и уходило в правобережье современного Аракса – туда, где и сейчас располагаются наиболее заболоченные тектонические пониженные территории (рис.19 ).

Анализ особенностей залегания и распространения аллювиальных отложений, относящихся к среднему неоплейстоцену, позволяет выделить среди них две относительно разновозрастные свиты. Обращает на себя внимание необычно высокое залегание аллювия этого комплекса в районе Паракар–Катнахпюрского горста, а также в центральной части котловины по рекам Касах и Раздан. Наблюдаются сравнительно небольшие мощности (20-30 м). Ярко выраженные переуглубленные русла не отмечены. Создается впечатление, что здесь развита, главным образом, верхняя из двух выделенных аллювиальных свит, хотя более древний аллювий ниже свиты также, несомненно, присутствует (село Норабац и др.). Восточнее, в районе г.Артшата и села Нор Кянк удается проследить непосредственное налегание этих свит друг на друге в одном разрезе. Прослеживание свит в Садаракскую впадину позволяет считать, что в левобережье р. Аракс за Хорвирапской перемычкой возраст аллювия, залегающего над апшеронскими платолавами, иной, чем в остальной части Арапатской впадины и относится преимущественно к среднему неоплейстоцену. На значительных участках он сложен глинами, что, несомненно, обусловлено тем, что в это время в восточном Кавказе наблюдалось обильное осаждение глин.

мненно, связано с подпруживающим влиянием Волчеворотского горста (рис.25 ).

На двучленность (двуфазность) формирования аллювия, относящегося к среднему неоплейстоцену, указывают также результаты геоморфологического картирования и изучения четвертичных отложений в долинах рек Веди, Азат, Раздан. Во всех этих долинах зафиксированы террасы, гипсометрически обособленные от более древних ранненеоплейстоценовых и более молодых поздненеоплейстоценовых. Аллювий, слагающий их, преимущественно валунный. Значительная мощность и валунный состав средненеоплейстоценового аллювия как в разрезах речных террас, так и в разрезах аллювиальных свит, выделенных в центральной части Арагатской впадины, указывают на двукратную активизацию речного стока в это время, что может быть связано с ледниковыми явлениями в горных районах (две крупные фазы).

В толщу озерных отложений, относящихся к среднему неоплейстоцену, последовательно вложена серия валунно-галечных и песчано-галечных террас. Обширными валунно-галечными террасами, занимавшими некогда большие территории, являются пятая и четвертая террасы. Третья терраса песчано-галечная, но также занимает большую площадь у подножья вулкана Арагац. Остальные террасы (вторая и первая) врезаны в осадочно-вулканогенную серию и располагаются внутри глубоких ущелий. Подобные различия указывают на существенные колебания энергии речного стока, поступавшего со стороны вулкана Арагац, как твердого, так и жидкого, что, вне всякого сомнения, было связано с режимом ледниковых процессов в его привершинной части. Формирование валунного аллювия пятой и четвертой террас, отделенных друг от друга значительным перепадом высот, по-видимому, соответствует двум крупным фазам развития оледенения вулкана Арагац в верхнем неоплейстоцене, которые, по всей вероятности, были синхронны двум разным этапам поздненеоплейстоценового безенгиjskого оледенения Большого Кавказа – раннего (безенги 1) и позднего (безенги 2), выделенным Е.Е. Милановским (1966). Не исключ-

чено, что эти фазы соответствовали двум поздненеоплейстоценовым оледенениям валдайской ледниковой эпохи на Русской равнине – ранневалдайскому и поздневалдайскому. Третья терраса формировалась в позднеледниковое время, вторая – в послеледниковое время.

**Верхнее звено – хвалынский горизонт. Голоцен.** В центральной части Ааратской впадины террасы речных долин часто существенно приподняты над уровнем залегания надозерной серии аллювия. Тектонические движения, имевшие место в начале позднего неоплейстоцена вдоль линий разрывных нарушений, ограничивающих центральную часть Ааратской впадины, предопределили распространение молодых аллювиальных отложений, относящихся к этому звену и голоцену. Подошва наиболее высоко лежащей аллювиальной серии располагается на глубине 30-40 м от современной поверхности рельефа. Базальный горизонт обычно галечный, реже валунный, на периферических частях речных долин не всегда четко прослеживается. Здесь преобладают пески и суглинки. Песками, супесями и суглинками сложены также приповерхностные части разрезов. Дробному стратиграфическому расчленению серия поддается с большим трудом. Редко удается выделить два-три разновозрастных горизонта, где отделяется верхний – голоценовый. Лучше всего расшифровываются разрезы в зонах поднятий (западная окраина впадины, Хор Вирап–Ааратская поперечная перемычка), но и здесь выделяются не более трех аллювиальных свит. В целом, история развития речных долин в позднем неоплейстоцене и голоцене была сложной. Так, например, в долине р.Касах у г.Вахаршапат и г.Аштарак выделено пять низких надпойменных террас и два уровня поймы. Особенно хорошо выражен комплекс террас в районе Апаранского водохранилища (рис.27). Вторая и первая террасы в большинстве случаев являются голоценовыми и находятся в одном ряду с низкой и высокой поймами речной системы р.Аракс.

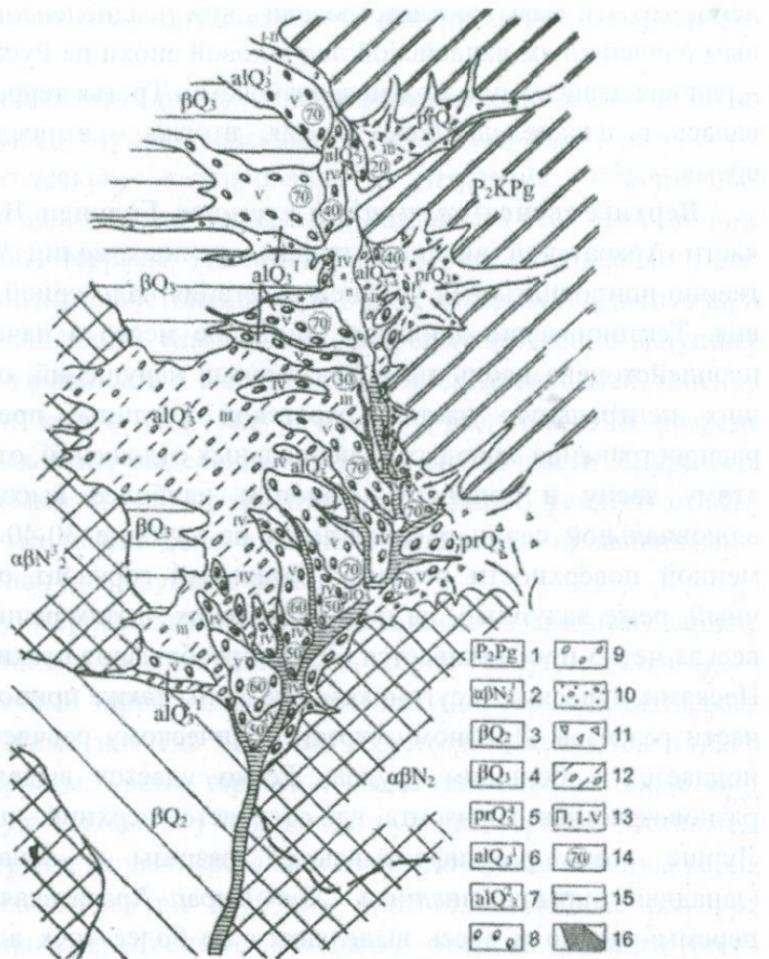


Рис. 27. Террасы и лавовые покровы долины р.Касах в районе Апаранского водохранилища: 1-дунеогеновые отложения, 2-верхнеплиоценовые андезито-базальты различных возрастных генераций, 3-базальты, датируемые средним неоплейстоценом, 4-базальты, датируемые верхним неоплейстоценом, 5-пролювий, относящийся к верхнему неоплейстоцену, 6-аллювий, относящийся к низам верхнего неоплейстоцена, 7-аллювий, относящийся к верхней части верхнего неоплейстоцена, 8-валунные отложения, 9-галечники, 10-песчано-галечные отложения, 11-щебнистые отложения, 12-галечники, перекрытые суглинками и супесями, 13-номенклатура террас, 14-высоты террас в метрах, 15-границы между вулканическими покровами различных генераций, 16-каньон р.Касах и ее притоков.

Кости крупных млекопитающих (*Cervus elaphus* L., *Lepus europaeus* P a 11., *Equus caballus* L.) и зубы *Homo sapiens fossilis* были обнаружены А.Т.Асланяном (1970) в песчано-пемзовых карьерах близ села Нубарашен. Он эти находки относит к “послерисскому, а в комплексе – голоценовому времени”.

Для стратиграфии плейстоцена Ааратской впадины большой интерес представляет история древнего оледенения. В вершинной области, на южных и восточных склонах привершинного плато вулкана Арагац установлены ясные следы средне- и поздненеоплейстоценового оледенений (Личков, 1931; Рейнгард, 1939; Думитрашко, 1950; Бальян, 1962), которые нами детально изучались.

В кратере вулкана сформировался огромный ледниковый цирк с крутыми склонами и пологовогнутым дном, откуда к востоку спускается троговая долина р.Гехарот. В этой долине с высоты около 2030 м, вверх по долине, развиты ледниковые формы рельефа и отложения (карьи, троги, береговые и конечные морены). Такие образования небольшими участками сохранились и в верховьях долин рек Амберд и Аркашен на отметках 2800-2600 м. В верховьях долины р.Аркашен на высоте 2975 м лежит конечная морена. За ней расположено моренное озеро. В развитии древнего оледенения на вулкане Арагац важную роль играла экспозиция склонов. На южных склонах вершины и привершинного плато следов древнего оледенения значительно меньше, чем на северных и восточных.

Впервые установлено двучленное строение средне- и поздненеоплейстоценовых аллювиальных отложений Ааратской впадины, связанное с двумя фазами среднего и двумя фазами поздненеоплейстоценового оледенений вулкана Арагац.

Анализ разрезов многочисленных буровых скважин и естественных обнажений вдоль и поперек реки Аракс, а также ледниковых отложений вершинной области вулкана Арагац дает возможность установить следующие стратиграфические последовательности (рис.20-25).

1. **Акчагыл.** Нижний регион подъярус – вардашенская свита: галечники, пески, глины, залегающие под “нижними”

базальтами и андезито-базальтами (“долавовыми”), заполняющие наиболее переуглубленные долины, мощностью до 100 -120 м (а N<sub>2</sub> ak<sub>1</sub>). В е р х н и й р е г и о н д ы я р у с – н у р н у с с к а я с в и т а : г л и н ы , диатомиты, пески, мощностью около 20 м (1 N<sub>2</sub> ak<sub>2</sub>).

Базальты (долеритовые) и андезито-базальты покровные (“нижние”), мощность до 80 м (β,αβ N<sub>2</sub> ak<sub>2</sub>).

2. Ашшерон: галечники, пески, глины, заполняющие понижения (эрэзионные, тектонические и иные) в рельефе позднеакчагыльских лав, залегающие под покровными базальтами и андезито-базальтами (“верхними”) – “межлавовые”, мощность 250-300 м (la Qap<sub>1</sub>).

В е р х н е е з в е н о : базальты и андезито-базальты покровные (“верхние”), мощность до 120 м (β,α β Qap<sub>2</sub>).

3. Неоплейстоцен. Н и ж н е е з в е н о : валунно-галечные, частью песчано-галечные отложения (“надлавовые”), вложенные в позднеашшеронский лавовый покров, мощность до 80 м (а Q<sub>1</sub>).

Раннеараратская подсвита: глины зеленовато-серые, оливково-зеленоватые с прослойками суглинков, песка озерного генезиса (“озерная толща”), мощность около 200 м (1,la Q<sub>1</sub>).

С р е д н е е з в е н о – позднеараратская подсвита: валунно-галечные, частью песчано-глинистые отложения с прослойками вулканических туфов, (“надозерные”), мощность около 50-60 м (а Q<sup>1</sup><sub>2</sub>). Ледниковые отложения вершинной области вулкана Арагац.

В е р х н е е з в е н о – голоцен: песчано-глинистые, частью супесчано-суглинистые отложения, имеющие приповерхностное залегание, мощность до 20 м (а Q<sub>3-4</sub>). Ледниковые отложения вершинной области вулкана Арагац.

### 4.3. Котайкско – Егвардское плато

Котайкско – Егвардское плато в физико-географическом отношении является составной частью Араратской впадины. Одновременно оно слагает юго-западное предгорье Гегамского нагорья и южное предгорье вулкана Араилер. Плато расположено между

щитовидными вулканическими поднятиями Арагац и Гегам, а образование Егвардской части плато тесно связано с верхнеплиоценовой эфузивной деятельностью вулкана Араилер.

Котайкская часть плато на востоке ограничена Вохчабердским хребтом, на севере расположен мощный экструзивный купол Атис, в четвертичное время извергавший липаритовые, обсидиановые, перлитовые и липарито-дацитовые лавы, а также вулкан Гутансар, имеющий довольно сложное строение, где основная роль принадлежит кислым липарито-дацитовым лавам (Карапетян, 1968). Эта часть плато сложена в нижней части позднеплиоценовыми долеритовыми базальтами, которые перекрыты андезито-базальтовыми потоками котайкской группы позднеплиоценовых и четвертичных вулканов и местами игнимбритами еревано-ленинаканского типа. В пониженных участках в виде отдельных островов залегают аллювиально-пролювиальные образования, верхнеплиоценовые и четвертичные озерно-диатомовые отложения (нурнусская, арзинская свиты и др.), которые чередуются с лавовыми потоками.

Разрезы, для стратиграфического расчленения этих отложений, были изучены в каньоне р. Раздан, где очень удачно сочетаются вулканические и осадочные образования с многочисленными палеолитическими археологическими памятниками (рис. 28, 29, 30). Стратиграфическая схема плато представляется в следующем виде (Асланян и др., 1979; Карапетян, 1983, а, б), снизу вверх .

1. Поздний плиоцен – нурнусская свита : озерно-диатомитовые отложения с нурнусской (хапровской) фауной млекопитающих (*Dicerorhinus etruscus* Falc., *Equus cf. stenoncs*, *Hipparium* и др.).

Базальты долеритовые, налегающие на нурнусскую свиту и размытую поверхность разданской свиты верхнего миоцена. Радиометрический возраст базальтов около 2,47 млн. лет (Балог Кадош и др., 1990), палеомагнитная полярность – обратная (Асланян и др., 1979).

2. Эоплейстоцен: галечники, развитые в ЮВ части Приереванского района у села Джрвеж, являются составной частью нубарашенской 170-180-метровой террасы, которая в южной части

г. Еревана уходит под ранне-средненеоплейстоценовую озерную толщу Ааратской впадины. Вверх по каньону р. Раздан у села Арзни эта терраса врезана в толщу долеритовых базальтов позднего плиоцена, имеет высоту 110 м над уровнем реки и 175 м над подошвой галечников, погребенных под руслом реки.

3. Ранний неоплейстоцен – арзинские слои: диатомитовые глины с прослойми суглинков и супесей.

4. Средний неоплейстоцен: аллювиальные отложения, залегающие между двумя потоками лав – позднеплиоценовыми долеритами и средненеоплейстоценовыми андезито-базальтами (столбчатыми), образующими чарбахскую террасу высотой 22-25 м над уровнем р. Раздан. Это – типичный горный аллювий, отличающийся грубозернистостью в нижней части разреза обнажения и состоящий преимущественно из хорошо окатанных валунов и галек пестрого петрографического состава: базальтов, андезито-базальтов, кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов, доломитов, яшм, гранитоидных пород, обсидианов и обсидиановых орудий. Внутрипустотные образования заполнены песчано-глинистым материалом. Поверхность террасы неровная, размыта. Неровности выражены карманами, заполненными супесчано-суглинистым материалом старицальных фаций реки, в которых имеются прослои (до 10 см) вулканического пепла. Эти образования по простиранию слабо выражены и сохранились лишь там, где больше размыта поверхность рус洛вой фации. Размеры карманов варьируют от 0,5 м до 5 м в длину и от 0,2 м до 1 м в ширину. В одном из таких карманов в г. Ереване на левом берегу р. Раздан найдены остатки черепа древнего(?) человека.

Вниз по течению в каньоне р. Раздан на погребенный аллювий налегает пласт игнимбритов красно-бурового цвета. В северо-восточной части г. Еревана, в районе Авана обнажаются озерно-аллювиальные отложения с прослойми вулканических песков и пеплов, содержащих *Mammuthus trogontherii* Р о h 1 (Авакян, 1959). Эти породы являются фацией верхов озерно-аллювиальных отложений района села Айнап. В кровле этих отложений, по ущелью р. Гедар обнажа-

ются игнимбритовые туфы, содержащие необожженные кости *Cervus elaphus* Ог I I.(Асланян, 1970).

Анdezито-базальты столбчатые, кварцодержащие, мощностью около 35 м, залегают на слабо размытой поверхности чарбахской террасы. Подошва потока неровная, извилистая, ошлакована, кверху постепенно сменяется лавами со столбчатой отдельностью мощностью около 20 м. Вверх по разрезу последние приобретают глыбовую (брекчевидную) текстуру. Этот поток лав фрагментарно прослеживается вдоль каньона р.Раздан до курорта Арзни и далее вверх против течения реки до северо-западных отрогов Гегамского нагорья. В северной части каньона эти анdezито-базальты и подстилающие их другие потоки четвертичных лав в прошлом заполняли весь каньон на глубину около 30 м. Здесь же, по данным буровой скважины, заложенной в русле р.Раздан ниже курорта Арзни, последовательно вскрыты базальты мощностью 17 м, галечники – 26 м и глинистые отложения разданской свиты верхнего сармата. У села Арзни мощность этого потока достигает 35 м, а террасированная его поверхность над урезом реки имеет высоту около 80 м. На поверхности потока широко распространены галечники с песчано-глинистым заполнителем. Они состоят из коричневых и черных обсидианов, анdezито-базальтов, липаритов и др. В районе села Арзни в почвенном (пахотном) слое, покрывающем галечники 80 м террасы, А.П.Демехин (1956) открыл Арзинскую палеолитическую стоянку.

5. Поздний неоплейстоцен. Вдоль правого борта каньона р.Раздан, ниже места находки черепа, у стадиона “Раздан” и у села Аргаванд обнажаются более молодые анdezито-базальты, вложенные в каньон реки (рис.28). Они по своим петрографическим особенностям очень сходны с описанными выше анdezито-базальтами, но имеют меньшее содержание порфировых вкрапленников. У крепости Кармирблур и сел. Аргаванд этот поток залегает на аргавандской аллювиальной террасе высотой 12-13м. и фрагментарно прослеживается до селения и курорта Арзни и селений Джаткран и

Нурнус. Здесь на поверхности потока известны обсидиановые орудия, относимые М.З. Паничкиной (1948, 1950) к позднему палеолиту (рис.29).

Представленная схема стратиграфического расчленения позволяет проводить корреляцию плиоценовых и четвертичных осадочных и вулканических пород Ааратской впадины. Она лежит в основе составленных геологических карт Большого Еревана в масштабе 1:25000 и 1:10000 (рис.31).

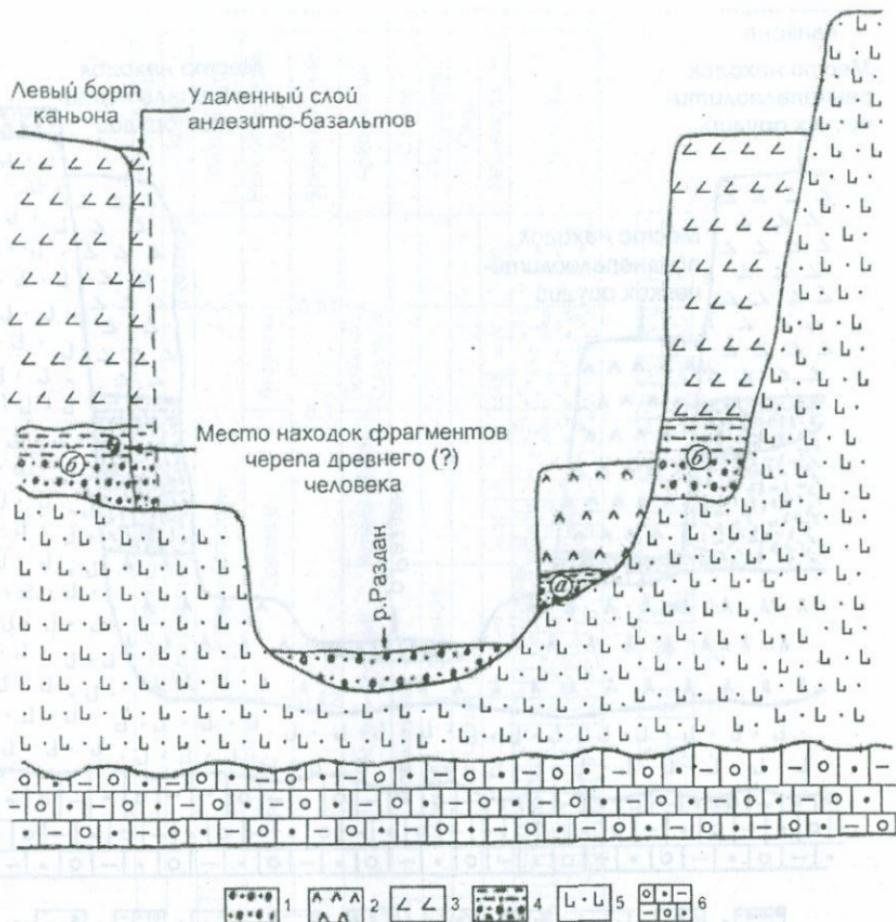
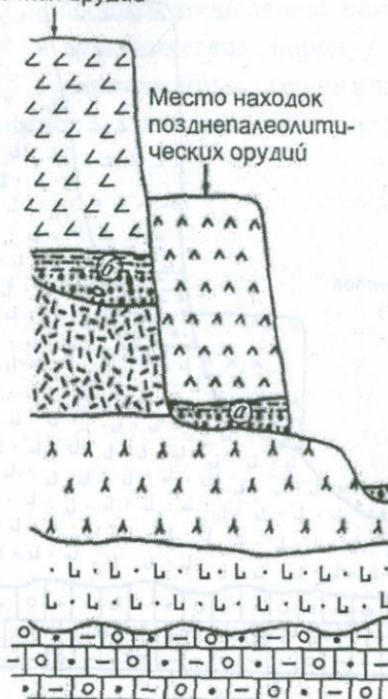


Рис. 28. Схематический геологический разрез каньона р.Раздан в г. Ереване через холмы Конд-Цицернакаберд:

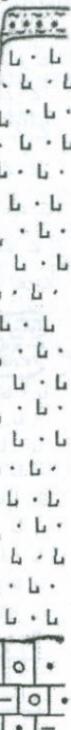
1-современный аллювий; 2-андезито-базальты, кварцодержащие, со столбчатой отдельностью, ереванский поток (стадион "Раздан"-село Аргаванд) (поздний неоплейстоцен); 3-андезито-базальты, кварцодержащие, со столбчатой отдельностью, разданский поток, залегающий на 22-25 - метровой аллювиальной "чарбахской" террасе с фрагментами черепа древнего (?) человека; 4-аллювий погребенных террас: а-12-13 м аргавандской (поздний неоплейстоцен), б-22-25 м чарбахской (средний неоплейстоцен); 5-базальты долеритовые ( $2,47 \pm 0,17$  млн. лет); 6-разданская свита: песчаники и глины, переслаивающиеся с оолитовыми и мелкогастроподовыми известняками (поздний сармат).

Левый борт  
каньона

Место находок  
раннепалеолити-  
ческих орудий

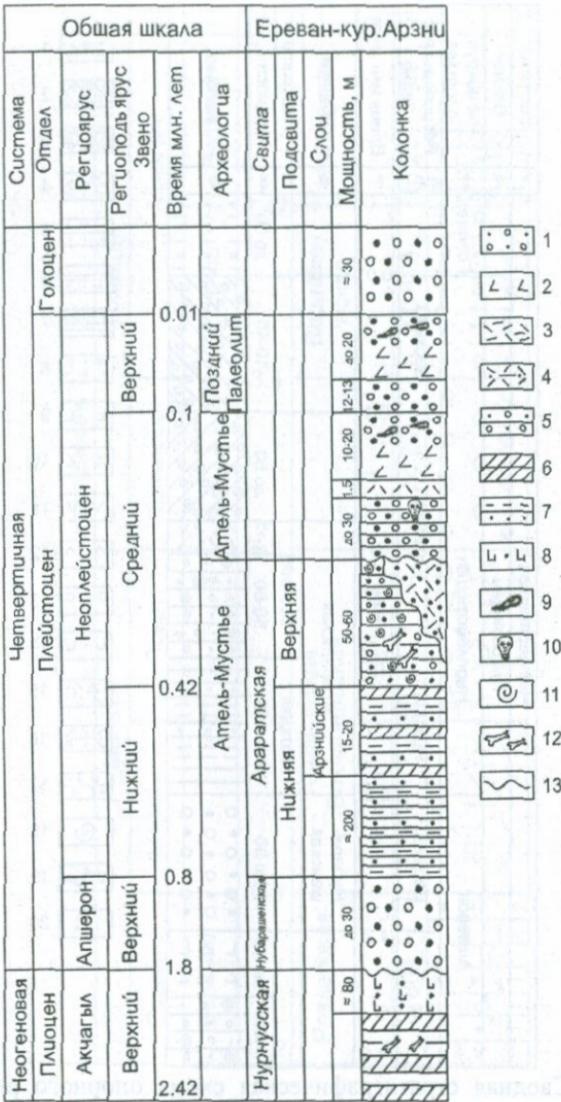


Место находок  
раннепалеолити-  
ческих орудий



- 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

**Рис. 29. Схематический геологический разрез каньона р.Раздан у курорта Арзни:** 1-современный аллювий; 2-андезито-базальты, кварцодержащие, со  
столбчатой отдельностью (поздний неоплейстоцен); 3- андезито-базальты, кварцодержащие, со столбчатой отдельностью, разданский поток (средний неоплейстоцен); 4-  
аллювий погребенных террас: а-12-13 м (поздний неоплейстоцен), б-22-25 м (средний  
неоплейстоцен); 5-липарито-обсидиановые образования (средний неоплейстоцен); 6-  
брекчиявидные лавы, в основании андезито-базальты столбчатые (ранний  
неоплейстоцен); 7-галечники 110 м террасы (эоплейстоцен); 8-базальты долеритовые  
(поздний плиоцен); 9-разданская свита, песчаники и глины, переслаивающиеся с  
оолитовыми и мелкогастроподовыми известняками (поздний сармат); 10-  
палеолитические орудия.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13

**Рис. 30.** Сводная стратиграфическая схема каньона р.Раздан на участке курорт Арзни-г. Ереван.

1-аллювиальные отложения; 2-андезито-базальты; 3-туф вулканический ("серван-ленинаканский тип"); 4-риолиты, обсидианы; 5-глина, диатомит (озерно-аллювиальные); 6-глина, диатомит (озерные); 7-глина, суглинок, с прослойками песка и гравия (озерные); 8-долериты ("нижние" 2.47 млн. лет); 9-палеолитический каменный инвентарь; 10-остатки черепа древнего (?) человека; 11-раковины моллюсков; 12-остатки костей млекопитающих; 13-стратиграфическое несогласие.

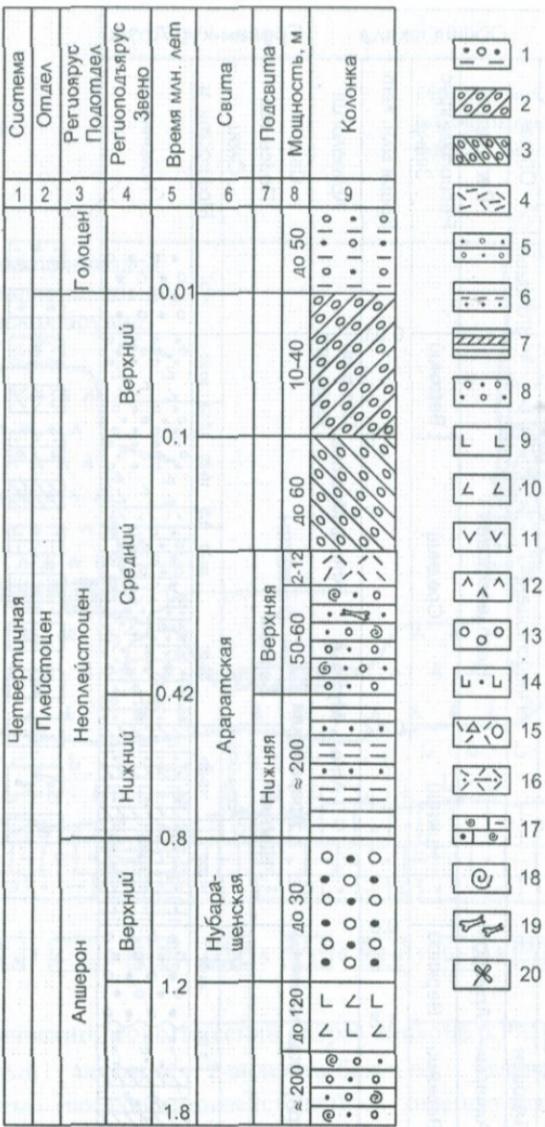


Рис. 31. Сводная стратиграфическая схема опорного разреза Арапатской впадины.

1-суглинок, супесь, песок, гравий, галька (аллювий поймы, I и II надпойменных террас р. Аракс); 2-валунные суглинки (морены) поздненеоплейстоценовые; 3-валунные суглинки (морены) средненеоплейстоценовые; 4-туф вулканический ("еревано-ленинаканский тип"); 5-глина, песок, гравий, галька (озерные, озерно-аллювиальные); 6-глина, суглинок с прослойками песка и гравия; 7-глина, диатомит; 8-галечники (псефитовые) нубарашенской террасы; 9-базальты; 10-андезито-базальты; 11-андез-

Рис. 31 (продолжение).

иты; 12-андезито-дациты; 13-галечники (псефитовые) ("свита перерыва"); 14-долериты Приереванского района ("нижние", 2.47 млн. лет); 15-туфобрекчии, туфоконгломераты с потоками андезитов (6.2 млн. лет); 16-туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники с прослойями глин и мергелей; 17-глины, алевролиты, песчаники с прослойями известняков-ракушечников, оолитовых известняков, горючих сланцев; 18-раковины моллюсков; 19-остатки костей млекопитающих; 20-остатки и отпечатки растений.

## ВЫВОДЫ

1. В среднем течении р.Раздан обнажается *разданская свита* (стратотип), сложенная морскими глинами, песчаниками с прослойями мактровых (*Mactra caspia*, *M.bulgarica*, *M.nalivkini*, *Unio*, *Hydrobia* и др.) и гастроподовых ракушечников, оолитовых известняков, относящихся к верхнему подъярусу **сарматы**. Отложения содержат флору (*Ficus*, *Persea*, *Laurus* и др.), характеризующую современные ландшафты средиземноморского типа с субтропическим климатом.

2. В районе сс. Вохчаберд – Гарни находится стратотип *вохчабердской вулканогенно-осадочной свиты*, которая подразделяется на две подсвиты: нижнюю, сформировавшуюся в **мэотисе** в крупном озерном водоеме, и верхнюю – собственно вохчабердскую, образовавшуюся в **понте** преимущественно в наземных условиях. В западной части Ааратской впадины залегают мэотис-понтские отложения армавирской (октемберянской) свиты, содержащие *Unio flabellatus* G o l d f. и др.

3. В **киммерийское** время в Ааратской впадине происходила глубинная (предакчагыльская) эрозия рельефа. Углубление речных долин, заложенных по линиям разрывных нарушений, было столь энергичным, что этот процесс не могли приостановить или даже в какой-то мере ослабить пересекавшие Палео-Аракс зоны поперечных поднятий. Была размыта значительная часть мэотических и понтских отложений и сформировался грубообломочный аллювий р.Аракс.

4. В начале **акчагыла** происходило переуглубление предакчагыльских долин и их заполнение аллювиальными отложениями. Каспий находился в трансгрессивном состоянии – подпруживающее влияние поднимающихся структур Ааратской впадины проявлялось в полной мере. Наиболее древними являются аллювиальные отложения *вардашенской свиты*, залегающие под покровными долеритовыми и андезито-базальтовыми лавами (“нижние”), возраст которых около 2,21-2,47 млн. лет (ранний-поздний акчагыл). В районе сел.Нурнус выделяется нурнусская озерно-диатомитовая свита, со-

держащая фауну крупных (*Dicerorhinus etruscus*, *Equus stenonis*, *Hipparrison*) и мелких млекопитающих, относящихся к храповскому фаунистическому комплексу. Эта фауна в Ааратской впадине жила в степных и лесостепных условиях вблизи водоема, климат был семигумидным.

В конце акчагыла произошло вторичное откапывание глубоких долин, а уже в эоплейстоцене новое их заполнение аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. Этому процессу способствовало подпруживающее влияние Хорвирап –Ааратского поперечного поднятия.

5. В эоплейстоцене формировался 170-180-метровый уровень галечных наклонных равнин и террас речных систем Аракса и Куры, стратотипом которых является *нубарашенская терраса*, названная (условно) свитой. Эти галечные накопления датируются поздним эоплейстоценом и сопоставляются с эпохой формирования флювиогляциальных отложений Кусарской равнины Восточного Предкавказья. Формирование этих образований происходило в условиях эрозионного вреза рельефа и сильного похолодания климата.

6. В раннем и начале среднего неоплейстоцена в Ааратской впадине существовало крупное озеро, отложения которого заполняют переуглубленные в конце эоплейстоцена и в начале неоплейстоцена русла рек и всю Ааратскую равнину. Эти отложения объединены в *араратскую свиту*, которая, в свою очередь, подразделяется на две подсвиты: нижнеараратскую, сложенную в основном, глинистыми озерными отложениями, датируемую ранним неоплейстоценом, и верхнеараратскую, сложенную озерно-аллювиальными отложениями, датируемыми низами среднего неоплейстоцена. Нижнеараратскую подсвиту характеризуют многочисленные и разнообразные пресноводные моллюски, среди которых руководящей для ранненеоплейстоценовых озер Армении являются *Dreissena dilluvii A b i c h*, а также растительные остатки *Betula verrucosa E h g* и др. Климат в то время был увлажненным умеренно-континентальным, сходным с современным климатом лиственных лесов умеренной зоны. Верхнеараратская подсвита содержит фауну крупных млеко-

питающих с *Mammuthus trigontherii*, *Palaeoloxodon antiquus*, *Camelus knoblochi* и др., входящую в состав ленинаканского фаунистического комплекса, а также разнообразные пресноводные моллюски с руководящей формой *Dreissena dilluvii* A b i c h. В начале среднего неоплейстоцена климат был semiаридным, господствовали степи с лесными зарослями по долинам рек. Средненеоплейстоценовые аллювиальные отложения, врезанные в верхи озерно-аллювиальных отложений Ааратской равнины, имеют двуучленное-двустадийное строение. Формирование их было связано с активизацией речного стока во время двух крупных стадий средненеоплейстоценового горного оледенения массива Арагац.

В начале **позднего неоплейстоцена** в Ааратской впадине происходило новое переуглубление речных долин, связанное с понижением основного базиса эрозии и тектоническими процессами, а в дальнейшем – накопление новых аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений. Наибольшей мощности эти отложения достигают в районе тектонической перемычки Хор Вирап. В толщу озерно-аллювиальных отложений последовательно вложена серия надпойменных террас. Формирование аллювия пятой и четвертой террас соответствует двум крупным фазам поздненеоплейстоценового оледенения Арагаца. Третья терраса формировалась в позднеледниковье, вторая – в послеледниковое время. Первая терраса в большинстве случаев является голоценовой и находится в одном ряду с низкой и высокой поймами.

7. На южных и восточных склонах вершинной области и привершинного плато вулкана Арагац хорошо видны следы средне- и поздненеоплейстоценового оледенений.

## Глава 5. ВПАДИНЫ ДОЛИНЫ РЕКИ ПАМБАК

Река Памбак протекает вдоль узкой продольной депрессии между Памбакским и Базумским хребтами, состоящей из единой системы небольших грабенов и грабен-синклиналей, вытянутых вдоль долины.

Этот регион является частью Севано-Ширакского синклиниория, который изучался К.Н.Паффенгольцем (1948), К.А.Мкртчяном (1956,1958), А.Т.Асланяном (1958), А.А.Габриеляном (1964), О.А. Саркисяном (1966, 1973) и др.

По данным этих исследователей, в геологическом строении региона принимают участие породы турона, сенона, эоцен, миоцена(?), плиоцен и четвертичной системы. На туронских порфиритах, которые обнажаются у с.Джрашен и Сарамеч в районе горы Памб, трансгрессивно, но без углового несогласия залегает сенонская толща известняков, белых и светло-серых мергелистых. Она обнажается у г.Спитак, в районе Спитакского перевала. В геологическом строении района основная роль принадлежит породам эоцен, залегающим на известняках сенона без углового несогласия; они представлены туфами, туфовыми сланцами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, порфиритами, иногда содержащими прослои известняков и мергелей. В долине р.Памбак над эоценовыми породами, по-видимому, залегают андезиты вохчабердской свиты понтийского возраста, которые выступают на Джаджурском перевале. Выше залегают остатки плиоценовой (?) известково-брекчевой толщи, (рис.32) (Милановский,1968). Интрузивные породы представлены гранитами и гранодиоритами. Возраст их определяется как постолигоценовый.

На Памбакском хребте обнажаются интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов. Выделяется ряд параллельных складок общекавказского простирания, в центре складки пологие, а у границ – крутые.

Новейшая история геологического развития долины р.Памбак, ее геоморфологическая характеристика детально изучены Е.Е.Мила-

новским (1962б; 1968). Вдоль долины им выделяются четыре впадины (грабен и грабен-синклинали): Верхнепамбакская, Среднепамбакская, Ванадзорская (или Нижнепамбакская) и Маргаовитская, каждая из них длиной 10-15 км и шириной 2-3км. Они отделены друг от друга пятью поперечными перемычками: Джаджурской, Сараартской, Арчутской, Базум-Халебской (рис.32). Эти впадины и поднятия образовались в результате новейших дифференцированных тектонических движений. Впадины заполнены озерно-аллювиальными отложениями, мощность которых, по данным буровых скважин, у села Памбак около 100 м, а у г.Ванадзор превышает 145 м. Верхняя часть этих отложений мощностью 50-60 м размыта эрозией р.Памбак и ее притоков. Хорошо сохранены только отдельные фрагменты этой части отложений в виде деформированных одновозрастных террас по обоим бортам долины р.Памбак на участках между селениями Ширакамут-Сараарт-г.Спитак-Арчут-Дарпас. В этой верхней части отложений залегают два потока игнимбритов, мощностью до 10 м каждая из них, образуя карнизы на склонах долины. Мощность межтуфовых озерно-аллювиальных отложений более 20 м. Игнимбриты местами содержат включения фьяме-черного стекла и пиперино, а также обломки базальта, трахита, обсидиана. В основании они прокаленные, рыхлые, что объясняется снижением температуры при контакте с подстилающими породами, достаточном для того, чтобы не смогла произойти перекристаллизация. Нижняя рыхлая часть потока имеет мощность 1-3 м и залегает в свою очередь на вулканическом тонкозернистом сером песке. В 1970г. вначале профессор В.В.Чердынцев<sup>\*</sup>, а затем французские вулканологи, профессора из Клермон-Ферранского университета M.M.Derrua и M.P.Bout (Derrua, 1971; Bout, 1971) совместно с автором, провели исследования на Гегамском нагорье, в долине р.Памбак, на южном склоне вулкана Арагац и на вулкане Голгат, расположенному северо-западнее. Были отобраны образцы игнимбритов из двух потоков в районе села Сарал ( долина р.Памбак ) и из

\* Основатель и руководитель Лаборатории абсолютного возраста Геологического института РАН.

карьера у села Бюракан (вулкан Арагац), а также из дацитов южной вершины вулкана Арагац с высоты 3500 м. Эти породы датированы ионий-протактиневым методом. Для игнимбритов получена дата по Io 97000 лет, а по Pa 34000 лет, для дацитов соответственно – 72000 лет и 45000 лет, для андезито-дацитов вулкана Голгат соответственно – 30000 лет и 7500 лет. (Чердынцев, 1973, с.133-136; Derrau, 1971, pp.3-10). В Верхнепамбакской впадине у села Ширакамут, из верхних слоев озерно-аллювиальных отложений, по данным К.Н.Паффенгольца (1948), Н.И.Каракаш (1898) извлек обломки бивней, коренных зубов и других частей скелетов мамонта (*Elephas primidenius*), а также зуб *Equus caballus*, относящиеся к верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу.

В Среднепамбакской впадине у села Сарал в суглинках верхней части межтуфовых слоев К.А.Мкртчян(1958) обнаружил остатки шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* B 1 u m.(= *Rhinoceros tichorhinus* C u v I e r), относящиеся в настоящее время к среднему и позднему неоплейстоцену (Вангенгейм, Жегалло,1982). В Маргаовитской впадине на левом берегу р.Тандзут (правый приток р.Памбак) у села Лермонтово в обрыве 25-метровой террасы обнажаются озерно-аллювиальные отложения видимой мощностью 7 м (рис.33). На глубине 6,5-5 м залегают торфяники, датированные по радиоуглероду более 43 тыс. лет (ГИН-1190) (Айрапетян, 1976). В этих торфяниках при участии автора собрано большое количество костных остатков, которые, по определению Л.И.Алексеевой, могли принадлежать *Mammuthus primigenius*. Кроме того, в этих торфяниках были найдены остатки мелких млекопитающих: *Neomys* sp., *Sorex* sp., *Microtus arvalis* P a l l., *Microtus* sp., а также представители рода *Erinaceus*, позволяющие говорить о поздненеоплейстоценовом возрасте торфяников и вмещающих озерно-аллювиальных отложений, накопившихся в условиях теплого и мягкого климата (Агаджанян, Саядян, 1983). В этих же отложениях обнаружено большое количество моллюсков:

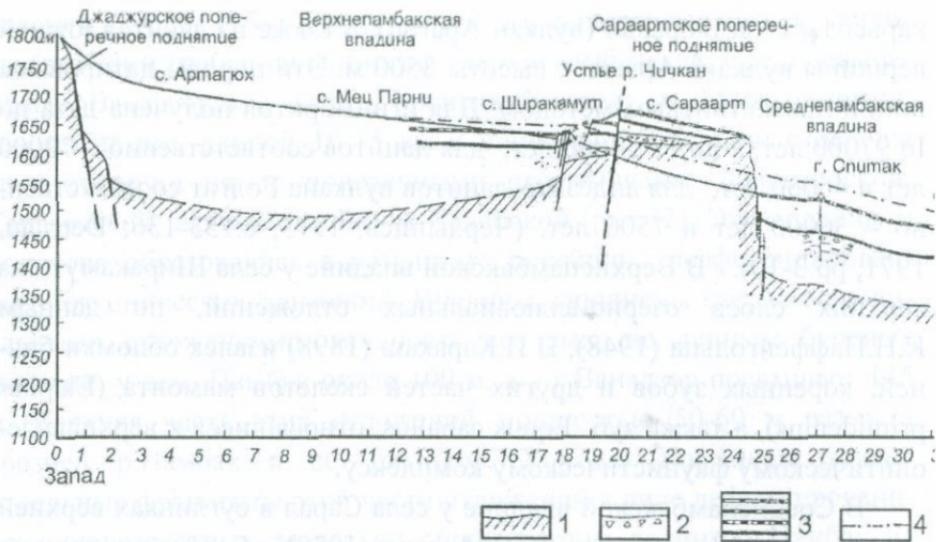


Рис. 32. Продольный геолого-геоморфологический профиль долины р. Памбак. Составил Е. Е. Милановский (1962, б).

1-эоценовый складчатый субстрат; 2-плиоценовая известково-брекчевая толща и слагаемая ею 170-метровая терраса в районе Арчут; 3-ранне- средненеоплейсто-

*Valvata piscinalis* M ü 1 l., *Planorbis planorbis* L., *Anisus vertex* L., *Lymnaea* sp. и др. (определения В.И.Курсаловой и П.М.Асланяна) и остракод: *Candona cavis* M a n d e l s t., *Cypris magna* N e g., *Cyclocypris triangula* N e g. и др. (определения С.А.Бубикян). Эта фауна известна из раннего и среднего неоплейстоцена; приведенные данные позволяют датировать ее поздним неоплейстоценом.

Отложения разреза этой 25-метровой террасы палинологически были изучены В.П.Гричуком (1980), который для Памбакской впадины в позднем неоплейстоцене среди лесообразующих древесных пород определил пыльцу бука, дуба, ильма, граба, липы, ясения, ореха и др. Эти породы характеризовали условия теплого и влажного климата, которые могли соответствовать средневалдайскому межледниковью Русской равнины. Как показывают новые материалы, этот термохрон не был типично межледниковым типа "классических" межледниковых – микулинского и лихвинского, термох-

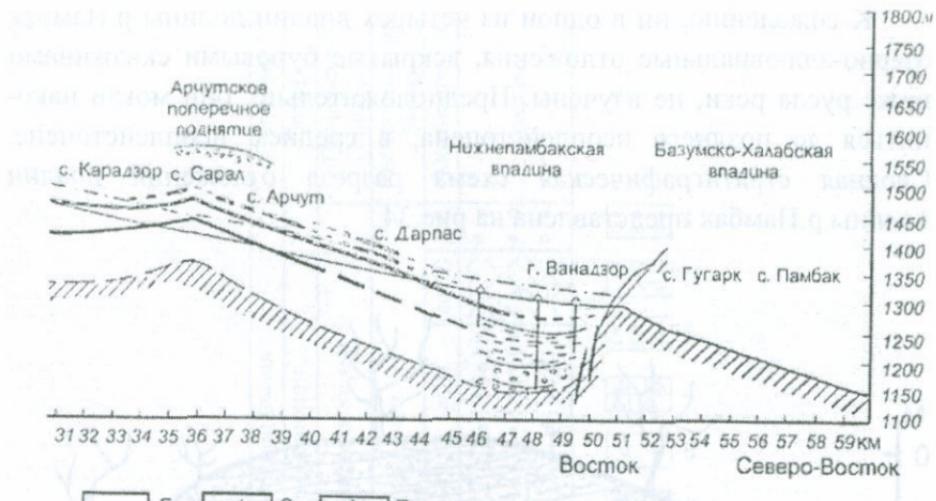


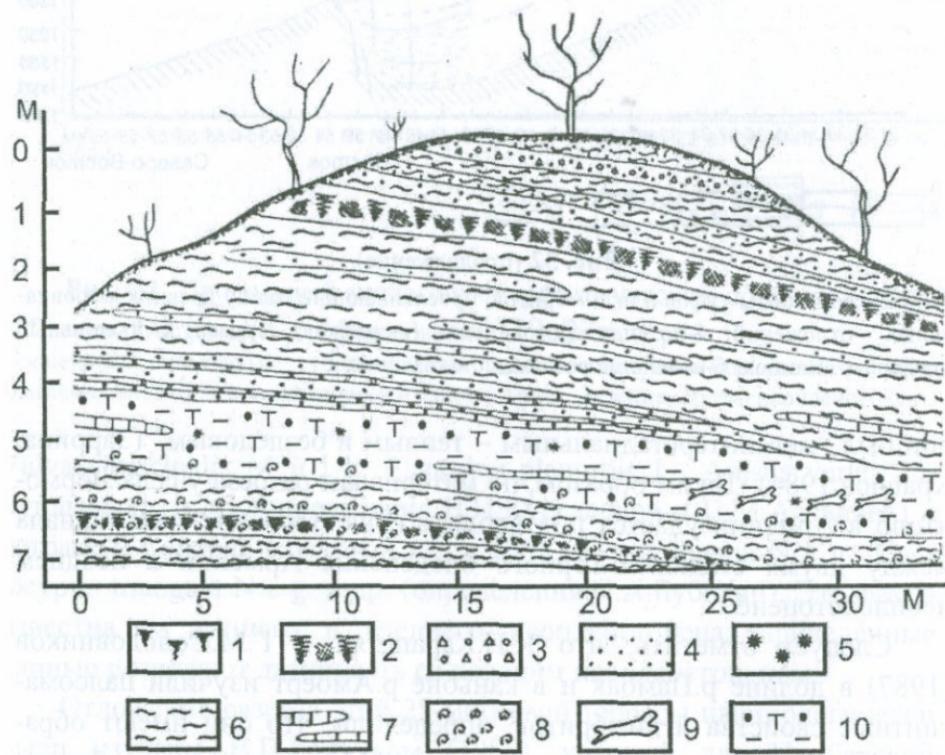
Рис. 32 (продолжение).

ценовые горизонты туфов и игнимбритов, прослаивающие толщу древних аллювиальных отложений; 4-позднеплейстоценовая (вюрмская) терраса; 5-продольный профиль р. Памбак; 6-новейшие разломы; 7-скважины.

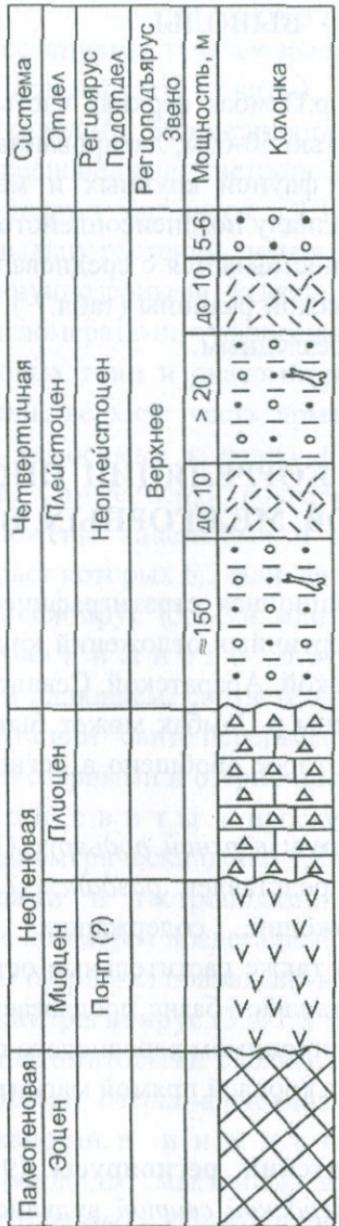
рон был “ megaинтерстадиальным – теплым и безледовым ” (Заррина, Краснов, 1984). Таким образом, по материалам разреза у села Лермонтово в Армении удается подтвердить существование межстадиала между двумя стадиями горного оледенения Армении в позднем неоплейстоцене.

Следует отметить, что К.И.Карапетян и Г.М.Солодовников (1987) в долине р.Памбак и в каньоне р.Амберт изучили палеомагнитные свойства игнимбритов, определили, что они имеют обратную полярность и отнесли их к ортозоне Матуяма. Однако обратно могут быть намагниченны породы не только ортозоны Матуяма, но и эпизоды ортозоны Брюнес, где известно более 10 изомагнитодатированных инверсий (Berggren et al., 1995). По приведенным выше данным, игнимбриты долины р.Памбак, скорее всего, могут быть отнесены к обратнополярному интервалу субзоны Брюнес – Лашамп с возрастом 42000 лет, или Блейк с возрастом 100 000–120 000 лет.

К сожалению, ни в одной из четырех впадин долины р.Памбак озерно-аллювиальные отложения, вскрытые буровыми скважинами ниже русла реки, не изучены. Предположительно, они могли накопиться до позднего неоплейстоцена, в среднем неоплейстоцене. Сводная стратиграфическая схема разреза отложений впадин долины р.Памбак представлена на рис.34.



**Рис. 33.** Зарисовка разреза обнажения левого берега р. Тандзут у села Лермонтово. 1-почва современная; 2-почва болотная погребенная; 3-гравий, дресва; 4-песок, супесь; 5-вивианит; 6-суглинок, глина; 7-линзы диатомита; 8-моллюски, остракоды; 9-остатки фауны крупных и мелких млекопитающих; 10-торфяник ( $C^{14} > 43\,000$  лет).



**Рис. 34.** Сводная стратиграфическая схема впадин долины р. Памбак. 1-аллювий террасы, залегающей над верхним потоком игнимбритов; 2-игнимбриты; 3-озерно-аллювиальные отложения; 4-известково-брекчиявая толща; 5-андезиты; 6-эоценовый складчатый субстрат; 7-остатки костей млекопитающих; 8-стратиграфический перерыв.

## ВЫВОДЫ

Во впадинах долины р.Памбак верхняя часть озерно-аллювиальных отложений мощностью 50-60м, датированная методами абсолютной геохронологии и фауной крупных и мелких млекопитающих, относится к межстадиалу поздненеоплейстоценового горного оледенения Армении и сопоставляется с средневалдайским межледниковым термохроном Русской равнины (табл.7). Этот межстадиал в Армении был теплым и безледным.

### Глава 6. СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН

Региональная корреляционная стратиграфическая схема опорных разрезов неоген-четвертичных отложений крупных межгорных впадин Армении – Ширакской, Ааратской, Севанской, Воротан-Акеринских и впадины долины р.Памбак может быть представлена в следующем изложении, которое обобщено в Региональной стратиграфической схеме (табл. 8).

**Сарматский региоярус:** *верхний подъярус* (11,2-9,3 млн. лет) во всех трех впадинах представлен *разданской свитой* морских песчано-глинистых отложений, содержащих фауну мактрид, остракод, фораминифер, а также растительные остатки. Отложения подъяруса в Армении составляют базис предлагаемой стратиграфической схемы и являются синонимом херсонского подъяруса Крымско-Кавказской провинции с кровлей прямой магнитной аномалии 9,3 млн. лет.

**Мэотический и понтский региоярусы** (9,3-5,3млн.лет) во впадинах сложены *вохчабердской свитой* вулканогенно-осадочных отложений, подразделяющейся на две подсвиты: *н и ж н е в о х ч а б е р д с к у ю*<sup>\*</sup>, сложенную озерными отложениями – известняками-

\* Подчеркнутые разбивки стратонов выделены впервые.

ракушечниками с прослойми бентонитовых глин, диатомитов, мергелей, туфопесчаников, туфоалевролитов (*арцвакарская свита*, нижняя часть *армавирской свиты*), содержащих мшанковые биогермы, из колоний *Membranipora* униониды, дрейсениды, остракоды и пресноводные гастроподы, которые относятся к *капканскому подъярусу мэотиса* (9,3-7,0 млн. лет), содержат макроостатки и пыльцу растений, диатомеи; в е р х н е в о х ч а б е р д с к у ю, сложенную озерными, вулканогенно-осадочными отложениями – туфоконгломератами, туфопесчаниками с прослойми песчаников, бентонитовых глин и диатомитов (внешняя часть арцвакарской антиклинали, верхняя часть армавирской свиты), содержащими диатомеи, относимые к *понту* (7,0-5,2 млн. лет), а также пыльцу растений. Самые верхи вохчабердской свиты (Приереванский район) сложены андезитами и андезито-дацитами, радиометрический возраст которых 6,2 млн. лет.

**Киммерий региоярус** (5,3-3,4 млн. лет). Во всех межгорных впадинах отложения н и ж н е г о п о дъя р у са представлены грубообломочным аллювием, соответствующим отложениям бабаджанского горизонта или “свите перерыва” Каспия; в е р х н и й п о дъя р у с сложен озерными и озерно-аллювиальными отложениями с у б а т а н с к о й с в и т ы с прослойми вулканических туфов, датированных радиометрически около 4,8 млн. лет, и глин с диатомеями, дрейсенидами и гастроподами. В Акеринской впадине верхний подъярус киммерия представлен н и ж н е й п о д с в и т о й *акеринской свиты* озерно-аллювиально-вулканогенных отложений.

**Акчагыльский региоярус** (3,4-1,8 млн. лет) представлен озерными глинисто-диатомитовыми слоями *сисианской свиты* (бассейн р.Воротан); озерными, озерно-аллювиально-вулканогенными отложениями, содержащими в н и ж н е й ч а с т и руководящую конхилиофауну (кардиды, мактриды, микромеланиды, потамиды, каспийские кератодермы), характерную для нижнего подъяруса (Ширакская и Севанская впадины), а в верхней части (кардиды, мактриды) – для верхнего подъяруса (Ширакская впадина). К нижнему подъярусу акчагыла относятся также в а р д а ш е н с к а я с в и т

а (Араратская впадина) и х о т с к а я с в и т а вулканогенно-осадочных пород, радиометрический возраст которых около 3 млн. лет. К верхнему акчагылу относится верхняя часть сисианской свиты – ш а к и й с к а я п о д с в и т а (бассейн р. Воротан); нурнусская озерная глинисто-диатомитовая свита (среднее течение р. Раздан), содержащая остатки крупных млекопитающих – этруссского носорога, стеноголовой лошади, гиппариона, характерных для позднеплиоценового – хапровского фаунистического комплекса, и перекрывающие эту свиту долериты, датированные по К-Аг около 2,47 млн. лет. Отложения акчагыла содержат макроостатки растений, пыльцу, споры и диатомеи.

**Эоплейстоцен** – аштеронский региоярус (1,8-0,8 млн. лет) опорных разрезов впадин подразделяется на два звена, состоящих из различных озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений, содержащих фауну (дрейссениды, гастроподы), пыльцу, споры и диатомеи, а также вулканогенных пород горисской и ишхансарской свит. К нижнему звену относится и и ж н е г о р и с с к а я п о д с в и т а, представленная туфо- и лавобрекчиями, радиометрический возраст которых около 1,2-1,5 млн. лет, а также н о р а в а н с к и е о з е р н ы е с л о и (бассейн р. Воротан). Верхнее звено эоплейстоцена представлено в е р х н е г о р и с с к о й п о д с в и т о й тех же туфо- и лавобрекчий, а также т а т е в с к и м и с л о я м и. Самые верхи разреза эоплейстоцена сложены галечными образованиями 170-180 м уровня наклонных равнин и террас (нубарашенская терраса и ее аналоги) предгорий Малого Кавказа.

**Неоплейстоцен**, (0,8-0,01 млн. лет) подразделяется на три звена, которые в опорных разрезах впадин представлены озерными, озерно-аллювиальными, аллювиальными; ледниковые и водно-ледниковые отложениями, а также различными вулканическими образованиями (туфы, базальты, андезиты, перлиты, обсидианы и др.). *Нижнее звено* (0,8-0,42 млн. лет), сложено озерными и озерно-аллювиальными отложениями а н и й с к о й и а к н а д а с к - о й с в и т, н и ж н е а р а р а т с к о й п о д с в и т о й, а р з н и н с к - и м и с л о я м и, охарактеризованными фауной (*Megaloceros*,

дрейссениды, гидробиды, вальваты, фораминиферы, сфериды и др.), диатомеями и пыльцой растений. К раннему неоплейстоцену относятся X-IX-е аллювиальные террасы речных систем Аракса и Куры. Среднее звено (0,42-0,1 млн. лет) в нижней части разрезов представлено в верхнеааратской подсвитой, сложенной озерными и озерно-аллювиальными отложениями, содержащими фауну крупных млекопитающих ленинаканского фаунистического комплекса (Ширакская и Ааратская впадины) – троготериевый слон, палаеолокодонтный слон, носорог Мерка, верблюд Кноблох и др., которые характерны для средненеоплейстоценового – сингильского фаунистического комплекса; эти отложения содержат двустворчатые моллюски (дрейссениды), а также пыльцу растений и диатомеи. Среднее звено в верхней части разрезов представлено озерными отложениями ангехакотской свиты, озерно-аллювиальными отложениями верхнеааратской подсвиты и аллювиальными отложениями (Ааратская, Севанская, Воротан-Акеринские впадины), содержащими пыльцу растений и диатомеи; к этой части разреза относится серия аллювиальных террас (VIII-VI). Верхнее звено (0,1-0,01 млн. лет) неоплейстоцена представлено озерными отложениями (Севанская впадина), также содержащими пыльцу растений, а также озерными и озерно-аллювиальными отложениями Памбакских впадин; к верхнему звену относится серия аллювиальных террас (V-III-е).

К среднему и верхнему звону неоплейстоцена относятся ледниковые и водноледниковые отложения вершинных областей массива Арагац, Гегамского и Варденисского нагорий, а к позднеледниковому – таковые гор юго-восточной части Армении.

К голоцену относятся озерные и болотные отложения (Севанская впадина), содержащие пыльцу растений и диатомеи; а также вторые, первые надпойменные террасы и поймы речных систем Аракса и Куры.

# РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АРМЕНИИ

### Глава 7. НЕОТЕКТОНИКА

В настоящее время в эволюции большинства тектонических структур альпийского орогенического пояса, которая в итоге привела к возникновению современных горных систем, выделяется позднеорогеническая (новейшая) стадия. Большинство исследователей считает интервал альпийского тектонического цикла горообразования от олигоцена или миоцена до современной эпохи включительно (последние 35-40 млн. лет). Для некоторых альпийских горных систем началом наибольшей интенсивности неотектонических движений был промежуток времени порядка 9-11 млн. лет назад; в частности, для Малого Кавказа – преобладание вертикальных перемещений над складкообразованием, возникновение основного каркаса современного горного сооружения и все нарастающая тенденция сокращения площади Понто-Каспийского бассейна, намечающаяся с верхнего сармата (Милановский, 1968; Думитрашко, 1974; Николаев, 1988).

История последнего этапа неотектонического развития Армении рассмотрена в трудах многих исследователей, особенно большой вклад внесли А.Т.Асланян, С.П.Бальян, Л.А.Варданянц, А.А.Габриелян, Н.В.Думитрашко, Е.Е.Милановский, К.Н.Паффенгольц и др. . В последнее время интересные работы проводятся группой сотрудников ИГН НАН РА, возглавляемой А.С.Карабахяном, по изучению аэрокосмической и полевой информации с целью определения следов неотектонических движений.

По степени дислоцированности и структурному плану плиоценовые и четвертичные отложения Армении существенно отличаются от подстилающих комплексов пород. Они образуют самостоятельный структурный этаж и отделены от более древних образований региональным перерывом и несогласием в конце миоцена.

Характерной особенностью верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Армении являются их слабая дислоцированность и различная структурная расчлененность в разных частях региона. Эти отложения залегают горизонтально, либо с некоторым уклоном и слабо затронуты складчатостью, хотя за последний промежуток времени Малый Кавказ пережил сводовое воздымание и стал высокогорной страной, а также проявились интенсивные и мощные дифференцированные тектонические движения, наибольшая амплитуда которых на фоне общего сводового поднятия с конца сарматы оценивается в 3000-3500 м (Милановский, 1968). За это время хребты приобрели сводово-глыбовый характер. Неравномерность неотектонических поднятий горного сооружения Малого Кавказа определила ярусность рельефа, лестницу поверхностей выравнивания и речных террас. Анализ гипсометрического положения этих ярусов позволяет выявить характер новейших движений – их неравномерность во времени и пространстве, скорость, тенденции развития и т.д. При этом решающее значение приобретает правильное определение возраста поверхностей выравнивания и речных террас.

На территории Армении денудационные поверхности могли образоваться в этапы относительного тектонического спокойствия. Однако паузы тектонической активности в разных частях территории происходили разновременно. Поэтому возраст поверхностей выравнивания в таких неодинаковых по своему структурному развитию областях, какими являются Памбакский, Цахкунянцкий, Базумский хребты, Гегамское, Варденисское и Карабахское нагорья или массив Арагац и другие, мог быть весьма различным.

Малый Кавказ является классической горной областью со ступенчато расположеными поверхностями выравнивания, на которые впервые обратил внимание С.С.Кузнецов (1941). Он считал, что весь Кавказ был некогда пленом, а позже дифференцированно приподнят на разные высоты. Поверхности выравнивания Малого Кавказа изучены многими исследователями, но наиболее полную их характеристику дали Л.А.Варданянц (1948 б), А.Т.Асла-

нян(1958), Е.Е.Милановский (1962 а; 1968), А.А.Габриелян, Н.В. Думитрашко (1962); С.П.Балыян (1969); Н.В.Думитрашко (1974). В пределах Армении выделяются олигоценовые, миоцен-плиоценовые (включая позднеплиоценовые) и эоплейстоценовые денудационные поверхности выравнивания.

Древнейшие реликтовые палеогеновые формы рельефа сохранились фрагментарно в высокогорной (2400-3400 м) части Малого Кавказа в виде участков поверхностей выравнивания. Возраст их определяется по основным этапам истории геологического развития. Эти поверхности представляли собой первичную сушу с инверсионным (эрзационно-денудационным) рельефом в осевых частях Малого Кавказа, образованным после регрессии моря в конце раннеорогенического этапа до основных позднеорогенических неотектонических поднятий, сформировавших современный рельеф (Думитрашко, 1974).

В позднем сармате-понте денудационный цикл протекал в условиях влажного субтропического климата и спокойной тектонической обстановки, при которой формировались плосковолнистые, хотя и сильно расчлененные поверхности, приближавшиеся к пенепллену, с отдельными массивами невысоких гор, расположенными ныне в водораздельных частях Малого Кавказа, приподнятыми до высот 2000-2500 м. Судя по анализу высот этих миоценовых поверхностей выравнивания, Е.Е.Милановский (1968) допускает, что в то время на Большом Кавказе существовал относительно низкогорный рельеф, максимальные высоты которого в среднем достигали 300-500м. В Севанском бассейне на миоценовой поверхности обнаружена кора выветривания, вероятно, связанная с планацией рельефа в мэотисе-понте и указывающая на довольно теплый климат того времени. По данным Е.Е.Милановского (1962,а), на Малом Кавказе “средне-верхнемиоценовая денудационная поверхность в сарматское время находилась примерно на уровне моря, а возвышающиеся над ней некоторые останцевые возвышенности имели высоту, редко превышающую 100-200 м”.А.А.Габриелян и Н.В. Думитрашко (1962) в позднем миоцене также отмечают “довольно

равнинный характер" многих районов территории между реками Аракс и Кура, по абсолютной высоте приближающейся к уровню моря. Можно предполагать, что прибрежная суши Понто-Каспийского моря представляла собой низменность с отдельными невысокими холмами, грядами и поднимающимися массивами низких гор, имеющих эрозионно-денудационную поверхность.

В конце позднемиоценового цикла усилились тектонические движения, позднесарматское море покинуло территорию Армении, начался континентальный режим, происходило образование первой генерации позднеорогенических главных разломов, сопровождавшееся вулканизмом, что привело к раскалыванию земной коры на мелкие блоки и возникновению первой генерации внутригорных впадин – Ааратской, Севанской, Ширакской и заполнению их озерными осадками. Угленосные отложения, развитые в пределах Мегринского и Ширакского хребтов, указывают на ослабление тектонических движений, планацию рельефа, формирование основного пенеплена. Эти отложения, датируемые мэотисом и понтом, могли накопиться или в мэотическом крупном озере водоеме, или же в понтских более мелких озерах первой генерации межгорных впадин, отчененных от позднесарматского Понто-Каспийского бассейна. Поверхность акватория этих озер должна была находиться на уровне моря, а прибрежная суши не могла превышать нескольких сотен метров (200-500), т.е. здесь был развит низменно-низкогорный рельеф. Позднемиоценовые и плиоценовые поверхности выравнивания широко распространены в центральных и восточных частях Малого Кавказа (Думитрашко, 1974). На Цахкуняцком хребте, Варденисском, Гегамском и Карабахском нагорьях позднемиоценовые, а, возможно, и позднеплиоценовые поверхности выравнивания перекрыты лавами, местами откопаны и находятся на дневной поверхности.

Переход к плиоценовому денудационному циклу ознаменовался оживлением тектонических движений, поднятием горных сооружений за поздний плиоцен (акчагыл) с амплитудой порядка 0,5-1,0 км (Милановский, 1968) а, следовательно, с абсолютными высотами

гор, достигающими 700-1500 м. Л.А. Варданянц (1948,б) допускает, что на Малом Кавказе абсолютные отметки водораздельных хребтов превышали первые сотни метров над уровнем акчагыльского моря. Одновременно происходили прогибание впадин и бурный вулканизм на фоне общего сводового поднятия Малого Кавказа. Образовались депрессии вдоль зон разломов. К концу цикла возникли озерно-аллювиальные поверхности впадин и были намечены очертания современной речной сети уже в среднегорном рельефе.

В эоплейстоцене продолжались дифференцированные тектонические движения на фоне сводового и сводово-глыбового поднятия нагорий территории между реками Аракс и Кура (Габриелян, Думитрашко, 1962). На окраинах Ааратской, Севанской и Ширакской впадин образовались подгорные наклонные равнины – террасы, ныне имеющие относительную высоту 170-180 м, которые в Севанском бассейне в течение четвертичного периода были приподняты до абсолютной отметки 2000 м. В конце эоплейстоцена в условиях холодного и влажного климата на этих наклонных поверхностях отлагались грубообломочные (галечные) отложения. Ранненеоплейстоценовый цикл ознаменовался слабой активизацией тектонических движений, которые привели к местным изменениям базиса эрозии и возникновению системы долин. В течение плейстоценового цикла в результате чередования холодного–теплого и влажного–сухого климата, локальных и региональных тектонических движений и колебания основного базиса эрозии – уровня Каспийского моря, были выработаны лестницы речных и озерных террас.

На территории Армении плиоценовые и ранненеоплейстоценовые гляциальные формы рельефа и ледниково-аккумулятивные отложения не установлены.

К.К.Марков (1965) считал, что формирование позднеплиоценового (эоплейстоценового) горного оледенения на Кавказе можно предположить лишь в том случае, если допустить большую высоту Главного хребта (до 3500-4000 м). В настоящее время снеговая граница находится на высоте 3500 м. Даже в плейстоцене, при оледенении Русской равнины, линия климатической снеговой границы на

Кавказе не опускалась ниже 2800-2500 м. Следовательно, горы Армении могли находиться на высотах, не превышающих снеговую границу (до 2800 м), и были приподняты до 3000-3500 м и выше со среднего неоплейстоцена до современности.

В геологической летописи плиоценовых и четвертичных отложений территории Армении четко наблюдается ритмичность (цикличность) различных иерархических уровней. Признаки такой ритмичности хорошо устанавливаются и надежно коррелируются по фауне, спорово-пыльцевым и диатомовым комплексам, а также на основании изучения речных террас и поверхностей выравнивания.

Следует отметить, что проблема изучения поверхностей выравнивания Армении пока далека от желаемой детальности и точности. Не только возраст этих поверхностей, но и их морфологический характер, количество, их гипсометрическое размещение, деформированность эндогенными и экзогенными процессами, взаимоотношения между собой и с другими формами рельефа, наличие рыхлого покрова, который можно датировать палеонтологическими или другими методами, в большинстве случаев остаются недостаточно изученными.

В целом, формирование рельефа Малого Кавказа в процессе сводового воздымания от верхнего сармата до современности имело следующие основные этапы: в верхнем сармате рельеф суши представлял собой низменность с высотами 100-200 м, возможно, с отдельными массивами низких гор и гряд; в мэотисе и понте абсолютные высоты рельефа достигли 200-500 м, и страна стала низменно-низкогорной, в плиоцене она превратилась в среднегорную страну с абсолютными высотами 700-1500-2000, м в эоплейстоцене и в раннем неоплейстоцене страна оставалась среднегорной, возможно, с максимальными высотами до 2500-2800 м, а уже со среднего неоплейстоцена до современности Армения стала высокогорной страной с абсолютными отметками 3000-3500 м и более.

С начала вступления территории Армении в континентальную стадию развития (с конца позднего сармата) и в течение последующей истории геологического развития выделяются четыре основ-

ные геолого-тектонические фазы: позднемиоценовая, плиоценовая, эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовая и неоплейстоцен-голоценовая. Позднемиоценовая (мэотис-понт) фаза является переломной, когда резко усилились восходящие тектонические движения и на территории Армении установились континентальные условия осадконакопления. Во время плиоценовой (киммерий-акчагыл) фазы темп воздымания Малого Кавказа возрос, абсолютные высоты гор достигли 700-1500 м, одновременно происходили опускание межгорных впадин, накопление в них озерных толщ и продуктов эрозии. В межгорных впадинах (Арагатской, Ширакской, Севанской и др.) они заполняют переуглубленные долины. В позднем плиоцене активизируется наземный вулканизм, который, главным образом, представлен покровами долеритовых базальтов и андезито-базальтов.

В эоплейстоцен – ранненеоплейстоценовую фазу активизировались тектонические движения. Поднятия сопровождались усилением процессов эрозии, продолжалась вулканическая деятельность. Неоплейстоцен-голоценовая фаза является последней, наиболее примечательной в новейшей геологической истории Малого Кавказа. К ее началу приурочен крупный стратиграфический рубеж, проходящий по границе начала тюркянской регрессии Каспия (около 0,79 млн. лет). В неоплейстоцене продолжались рост и расширение горных сооружений Малого Кавказа и особенно транскавказского поднятия; темп их несколько усилился и привел к формированию современного рельефа. Относительные опускания продолжались в Арагатской, Ширакской, Севанской и др. впадинах, где накапливались озерные и аллювиальные отложения. В плейстоцене и голоцене в пределах Армянского вулканического нагорья продолжалась активная вулканическая деятельность.

Можно заключить, что неотектоническая стадия развития территории Армении характеризуется полной сменой тектонического режима, началом континентального развития рельефа, формированием современных горных сооружений, активным вулканизмом и сейсмичностью.

Анализ данных (Варданянц, 1948, а, б; Паффенгольц, 1948; Асланян, 1958; Милановский, 1962а; 1968; Бальян, 1969; Кожевников, Кожевникова, Саядян, 1973; Думитрашко, 1974; Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981 и др.) новейшей истории геологического развития и морфоструктур позволяет провести районирование территории Армении с выделением неотектонических элементов разного порядка. К высшему порядку относятся сводово-глыбовые поднятия Малого Кавказа и образование Среднеараксинского межгорного прогиба, в пределах которых выделяется ряд линейных и брахиформных поднятий и прогибов (межгорных впадин). Амплитуда последних относительно друг друга колеблется в пределах от нескольких сотен метров до 2-3 км (рис. 35).

На территории Армении в пределах сводово-глыбовых поднятий Малого Кавказа выделяются следующие зоны.

Зона северо-восточного крыла Малого Кавказа отличается простотой строения и отсутствием складкообразования и вулканизма на неотектоническом этапе.

Севано-Ширакская зона поднятий и впадин расположена юго-западнее и смыкается с Центрально-Армянской вулканической зоной. Она отличается наиболее резко дифференцированными, контрастными новейшими движениями. Блоковые поднятия, выраженные в рельфе хребтами, имеют отчетливо кулисообразное расположение. Ширакская, Верхнеахурянская, Лорийская, система Спитак-Ванадзорских впадин, а также впадины Малого и Большого Севана чередуются с глыбовыми хребтами (поднятиями) – Памбакским, Базумским, Арегунийским и др., имеют синклинальное и грабенообразное строение и унаследованы от меловых и эоценовых прогибов.

Центрально-Армянская зона наземного вулканизма протягивается с северо-запада Ширакской впадины на юго-восток до Сюникского поднятия. В пределах зоны расположены четыре щито-видных вулканических поднятий – Арагацское, Гегамское, Варденисское, Сюникское, бронированные покровами лав и пирокластов общей мощностью от 200-300 м до 1000 м. Геометрия поднятий

тектонического плана, трассирование их осевых частей цепочками вулканов, а также минеральных источников и эпицентров землетрясений подтверждают связь вулканизма с разрывными нарушениями. По Е.Е.Милановскому (1962,1968), Центрально-Армянская вулканическая зона представляет “вулкано-тектоническую депрессию, сформировавшуюся в связи с проседанием земной коры, при опорожнении магматических очагов (особенно неглубоких) и увеличении нагрузки сверху за счет извергнутых вулканических масс”.

Арпа–Воротанская зона впадин и поднятий расположена юго-западнее Центрально-Армянской вулканической зоны и приурочена к крупному палеогеновому синклиниорию, где выделяются несколько пологих антиклиналей и синклиналей, дугообразно выгнутых к северу. В центральной части зоны выделяется Аршинский прогиб, севернее и параллельно ей выступает небольшое Газминское поднятие, а южнее, в долине р.Воротан, расположена одноименная впадина.

Урц–Зангезурская зона дифференцированных поднятий характеризуется молодыми линейными брахиподнятиями, разделенными мелкими впадинами. Амплитуда поднятий достигает 3-3,5 км. Выделяются Урцкое, Айоцзорское, Капутджухское, Баргушатское поднятие и Мегринская впадина. Структуры часто унаследованы, однако в целом они возникли в новейшем этапе. На юге территории Армении в составе среднеараксинского межгорного прогиба выделяется Арагатская впадина, приуроченная к его центральной части. Возникла она на поздних стадиях консолидации Малого Кавказа в олигоцен-миоценовое время как компенсационная структура (Кожевников и др., 1973). В строении прогиба, по результатам бурения и геофизическим данным, выделяются отдельные неотектонические поднятия и прогибы (рис.19). Обозначается также ряд поперечных перемычек, останцевых возвышенностей и соляных структур. Севанская впадина представляет собой тектоническую депрессию, осложненную грабенами и разломами сбросового типа. Она сформирована в течение позднего миоцена и четвертичного периода. В конце сармата из обширного внутриконтинентального морского

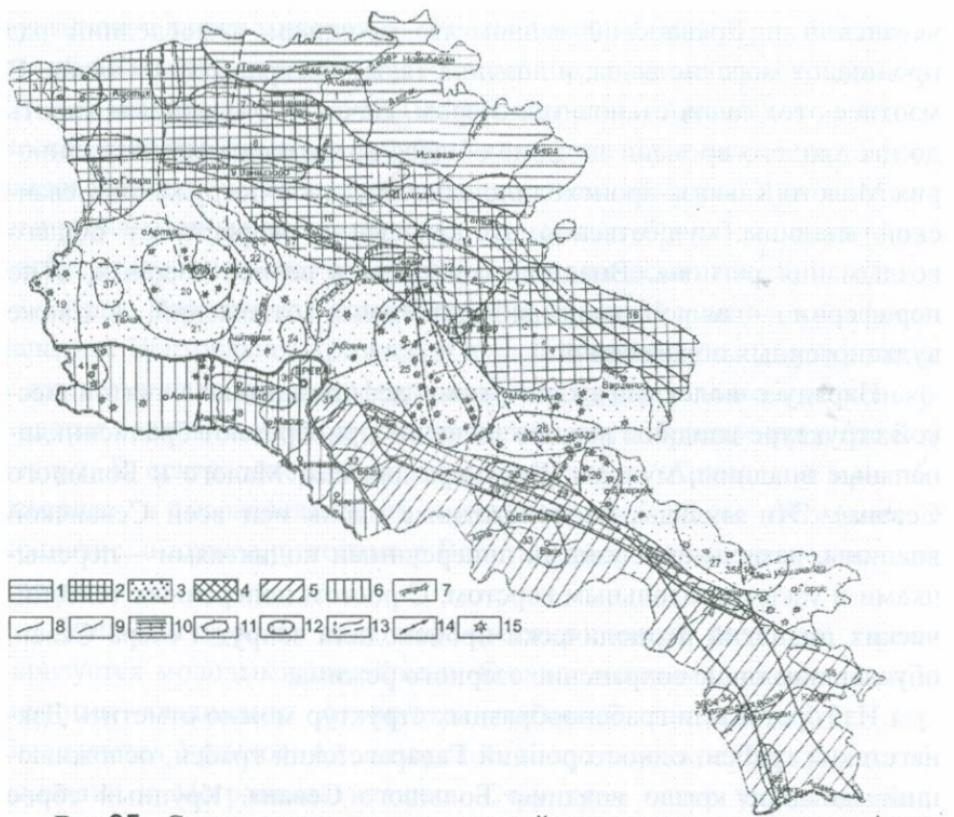
бассейна Восточного Паратетиса в Севанскую впадину через Нахичеванский и Ереванский заливы по проливам в последний раз проникают морские воды, и впадина также превращается в залив. В мэотисе этот залив становится озером. Начиная с мэотиса и вплоть до настоящего времени на фоне общего воздымания мегантиклино-рия Малого Кавказа происходило относительное погружение Севанской впадины, существенно отстававшее в скорости от общего воздымания региона. Впадина заполнилась серией озерных, а по периферии – аллювиально-пролювиальных отложений, а также вулканогенных образований.

Наряду с пологими складчатыми деформациями в тектонической структуре впадины важное значение приобретают брахисинклинальные впадины, мульды (Верхнеразданская, Малого и Большого Севана). Эти мульды, расположенные вдоль оси всей Севанской впадины, разделяются узкими поперечными поднятиями – перемычками и узким продольным горстом. С ростом поперечных тектонических поднятий периодически происходили запруды озера Севан, обуславливающие сохранение озерного режима.

Из горсто- или грабенообразных структур можно отметить Дзкнагетский грабен, односторонний Гаварагетский грабен, осложняющий западное крыло впадины Большого Севана. Крупный сброс отделяет впадину Большого Севана от обрамляющего ее с северо-востока поднятия Арегунийского хребта. Его юго-восточным продолжением служат разрывы или крупная флексура, отделяющие впадину Большого Севана от поднятия Севанского хребта.

Голоценовая норадузская сбросово-взбросовая дислокация северо-западного простирания проходит по западной оконечности мульды Большого Севана.

Крупные разрывы, сопровождающие рост сводовых поднятий к западу и югу от Севанской впадины (Гегамское и Варденисское), служили подводящими каналами вулканических извержений плиоценового и четвертичного времени. В поддержании запруды озера и истоков р. Раздан лавовые излияния четвертичного времени имели решающее значение. Современного размера озеро вновь достигло



**Рис.35.** Схема неотектонического районирования территории Армении. Составлена на основании карты неотектонического районирования Кавказа Е. Е. Милановского (1968).

1-зона северо-восточного крыла Армянского Малого Кавказа; 2-Севано-Ширакская зона поднятий и впадин; 3-Центрально-Армянская вулканическая зона; 4-Арпа-Воротанская зона впадин и поднятий; 5-Урц-Зангезурская зона дифференцированных поднятий; 6- Среднеараксинский межгорный прогиб; 7-границы неотектонических элементов высшего порядка; 8-то же первого порядка; 9-то же второго порядка; 10-направление наклона неотектонических структур; 11-контуры крупных новейших антиклиналей и локальных поднятий; 12-то же синклиналей и прогибов; 13-новейшие разломы, флексуры, сбросы, взбросы, сдвиги а) установленные; б) предполагаемые; 14-новейшие разрывы, фиксируемые линейным расположением вулканов и геофизическими критериями; 15-центры вулканических извержений и излияний.

*Новейшие структуры, обозначенные на карте цифрами: 1-Алавердское поднятие; 2- Мургузское поднятие; 3-Верхнеахурянская впадина; 4-Джавахетское поднятие;*

5- Ширакское поднятие; 6-Гюмрийская впадина; 7-Лорийская впадина; 8-Базум-Халабское поднятие; 9-Спитак - Ванадзорские впадины; 10-Памбакское поднятие; 11-Верхнеразданская впадина; 12-впадина Малого Севана; 13-впадина Большого Севана; 14-Аргунийское поднятие; 15-Чамбаракская впадина; 16-поднятие Севанского хребта; 17-Анкаванское поднятие; 18-Гаварагетская впадина; 19-Агинское поднятие; 20-Арагацкое вулканическое щитовидное поднятие; 21-Арагацкий прогиб; 22-Касахская впадина; 23-Среднеразданская впадина; 24-Егвардское поднятие; 25-Гегамское поднятие; 26-Арпинская впадина; 27-Сюникское поднятие и вулкан Ишханасар; 28-Арпинский прогиб; 29-Воротанский прогиб; 30-Гндасарское поднятие; 31-Шорахбюрское поднятие; 32-Урцское поднятие; 33-Айоцдзорское поднятие; 34-Капутджухское поднятие; 35-Мегринская впадина; 36-Баргушатское поднятие; 37-Артенинский прогиб; 38-Армавир-Арташатский прогиб; 39-Ереванский прогиб; 40-Паракар-Катнахюрское горстовое погребенное поднятие; 41-Багаранский прогиб.

лишь к концу позднего неоплейстоцена и в голоцене, после восстановления локальных тектонических поднятий и лавовых излияний в районе Варсерского (Верхнеразданского) барьера и дегляциации поздненеоплейстоценовых ледников горного обрамления Севанской впадины (Асланян, Саядян, 1977).

## Глава 8. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основной целью геоморфологических исследований, как составной части сопряженного палеогеографического анализа, было установление природы, возраста и корреляция форм рельефа и, на основании этого, восстановление истории развития рельефа территории Армении в позднем миоцене, плиоцене и четвертичном периоде. Датировка выделенных объектов проводилась путем выявления их соотношения с формами рельефа, имеющими достаточно надежное обоснование возраста. В межгорных впадинах главными возрастными геоморфологическими "эталонами" являются: 1-пять уровней голоценовых террас оз. Севан; 2 – троги и морены средне- и поздненеоплейстоценовых горных оледенений; 3 – "туфовая" терраса речной

системы Ахурян-Аракс, отложения которой содержат многочисленные остатки фауны крупных млекопитающих, позволяющие определить ее возраст началом среднего неоплейстоцена, а более точно — урунджико-<sup>ис</sup> сингильским горизонтом Каспия; 4 — галечные наклонные равнины и террасы (нубарашенская и др.) 170-180-метрового уровня предгорий; 5—ряд надежно датированных террас речных систем Аракса и Куры.

На территории Армении среди большого разнообразия форм рельефа выделяются три типа макрорельефа, два положительные — складчато-глыбовые и тектоно-вулканические и один отрицательный — межгорные впадины. Характерной чертой этих форм рельефа является ландшафтно-поясная дифференциация, обусловленная изменениями климатических элементов с высотой. Складчато — глыбовый макрорельеф расположен двумя поясами. На севере и северо-востоке — это центральные хребты Малого Кавказа, а на юге и юго-востоке — Приараксинские (левобережные) хребты. Центральные хребты подразделяются на внутренний и внешний пояса. К внутреннему поясу относятся Базумский, Памбакский, Цахкуняцкий и Арегунский хребты. К внешнему поясу относятся: Сомхетские горы, Гугарац, Иджеванский и Севанский хребты, сложенные вулканогенно-осадочными образованиями юры и мела, осложненные гранитоидными. К приараксинским хребтам относятся: а) Ераносская группа, сложенная, главным образом, осадочными образованиями палеозоя, палеогена и неогена; б) Зангезурский хребет, состоящий из вулканогенных пород палеогена, с широким развитием гранитоидных интрузий олигоцена-нижнего миоцена — Мегринский плутон и др. (Паффенгольц, 1948; Асланян, 1958).

Особое место занимает макрорельеф Центрально-Армянской вулканической зоны тектоно-вулканического происхождения, расположенный в средней полосе территории Армении и простирающийся с юго-востока на северо-запад. Здесь основными морфологическими элементами являются крупные и высокие щитовидные массивы: Джавахетский, Арагацкий, Гегамский, Варденисский и Сюникское нагорье, сложенные плиоценовыми и четвертичными

лавами, а также северная часть Зангезурского хребта и сравнительно древние массивы неогенового возраста.

Отрицательный макрорельеф межгорных впадин представлен двумя разновидностями – обширными впадинами (котловинами) с плоским дном, являющимися межгорными равнинами и долинами, развитыми между хребтами и впадинами. Самая крупная межгорная равнина, Ааратская, имеет высоту поверхности 700-900 м, остальные межгорные равнинны – Ширакская, Лори-Памбакская, Апаранская, Воротан-Акеринские, Мегринская и др. находятся на более высоких отметках.

При использовании геоморфологических данных для стратиграфических и палеогеографических построений выделены четыре яруса рельефа, каждый из которых включает несколько родственных типов рельефа и соответствует определенной зоне, характеризующейся особым строением и историей формирования новейших отложений: 1-ярус современного нагорно-тундрового и древнего гляциально-нивального рельефа; 2 – ярус эрозионно-денудационного горного рельефа без следов древнего оледенения; 3 – ярус эрозионного и денудационно-аккумулятивного рельефа предгорий; 4 – ярус аккумулятивного рельефа днищ межгорных впадин.

1. Ярус современного нагорно-тундрового и древнего гляциально-нивального рельефа охватывает приводораздельные части высокогорья складчато-глыбовых хребтов центральной и юг-юго-восточной частей Малого Кавказа, а также высоких щитовидных вулканических массивов. Верхняя граница яруса определяется высотой гребневой линии хребтов и массивов. Гребни ниже 3000 м обычно не имеют скульптурных ледниковых форм. Нижняя граница на междуречьях доходит до высот 2500-2700 м. По долинам ледниковые формы прослеживаются гораздо ниже (на вулкане Арагац в долине р.Гехарот до 2200 м).

В этом ярусе широко распространены скульптурные и аккумулятивные древние ледниковые образования. Весьма полно представлены классические альпийские формы: троговые долины, цирки, кары, ригели. Сохранность этих форм возрастает при переходе к

большим абсолютным высотам. Ступени многих пустующих каров совершенно не затронуты эрозией. Троговые долины расчленены последующим врезом только в приустьевых частях. Врез обычно исчезает на высотах 2000-2300 м.

В позднеледниковые времена концы ледниковых языков спускались до высоты 2000-2200 м. В долинах обычно насчитывается несколько стадиальных морен. Число их различно в каждом конкретном случае. Представлены как конечноморенные гряды, так и террасы оседания. Самые молодые морены имеют явные признаки возникновения при надвигании ледников – они перекрывают старые аккумулятивные ледниковые формы и блокируют устья расчленяющих склоны эрозионных форм. Широко распространены также каменные осыпи–чингили.

Следы средненеоплейстоценового оледенения сохранились на массиве Арагац, Гегамском, Варденисском нагорьях. Скульптурные формы – цирки, кары и троговые долины являлись вместилищами льда также и в позднеледниковое время. Они неизвестны переработаны и изменены поздненеоплейстоценовым оледенением.

Рельеф яруса значительно расчленен, что способствует процессам интенсивной денудации и водной эрозии. Интенсивность склоновой денудации превышает речную денудацию во много раз. Подвижные осыпи и нагромождения обвалов представляют здесь характерные детали рельефа. Образование подобных форм в большой степени стимулируется высокой сейсмичностью территории Армении.

Для древнего гляциально-нивального пояса характерно возникновение селевых потоков, очаги которых приурочены к циркам и карам, заполненным моренами древних ледников и современным делювием. Предпосылки к проявлению селевых процессов создаются в результате регressiveного проникновения эрозионного вреза вверх по течению в боковые долины. Благодаря этому огромные массы обломочного материала становятся источником формирования грязекаменных потоков (например, на массиве Арагац в долинах рек Манташ, Гехарот). Неоплейстоценовые отложения яруса состоят

из ледниковых, делювиальных, пролювиальных и аллювиальных образований.

2. Ярус эрозионно-денудационного горного рельефа без следов древнего оледенения охватывает среднегорную часть всех положительных форм макрорельефа внешних и внутренних хребтов Малого Кавказа и Центрально – Армянской вулканической зоны. Верхняя граница яруса ограничена высотами 2500–2700 м, нижняя расположена на высотах 1500–1700 м. Глубина расчленения значительна. Крупные долины, которые в верховьях представляют собой троги, превращены в пределах этого яруса рельефа в типичные эрозионные ущелья и каньоны. Часто по дну долины проходит бурный горный поток, подмывающий то один, то другой берег. Именно речная эрозия выступает здесь на первый план, в то время как деятельность других агентов денудации – обвалов, осыпей, селей имеет гораздо меньшие масштабы по сравнению с предыдущим ярусом.

В ряде случаев при пересечении реками участков, претерпевших значительный относительный неотектонический подъем, сформировались типичные долины прорыва. Таковы, например, каньонообразные участки в долинах рек Раздан (Варсерское поднятие), Памбак, Воротан, Арпа (серия горстовых поднятий) и др. Характер междуречий различен. Часто они бывают сильно расчленены боковыми притоками главных рек. В некоторых случаях в зоне развития неотектонических структур второго порядка между каньонообразными долинами сохранились значительные участки не затронутого новейшей эрозией скульптурного древнего рельефа. На поверхности среднегорного рельефа во многих местах сохранились поверхности выравнивания. Типичным примером может служить эрозионно-денудационная поверхность Вохчабердского хребта, расположенная на высоте 2200–2120 м. Неоплейстоценовые отложения в пределах яруса представлены аллювием, пролювием и делювием небольших мощностей.

3. Ярус эрозионного и денудационно-аккумулятивного рельефа предгорий характеризуется низкогорьем, склоны которого в складчато-глыбовом поясе Малого Кавказа ступенчаты и вогнуты,

расчленены V-образными, U-образными и ящикообразными долинами, а в вулканических областях представлены субгоризонтальными и слабонаклонными бугристо-волнистыми плато, окружающими, например, Ааратскую равнину с севера. Во многих случаях в пределах предгорий наблюдается очень густое эрозионное расчленение, созданное временными водотоками. Слоны соседних долин часто смыкаются, а между ними сохранены лишь острые гребни. Значительные территории в Ааратской равнине имеют облик так называемых “дурных земель”.

Исключительное развитие эрозионных форм в пределах Ааратской впадины связано со слабой стойкостью к выветриванию рыхлых палеоген-неогеновых отложений. Моноклинально падающие слои вохчабердской, разданской, гипсоносно-соленосной и пестроцветной свит при расчленении образуют уступы. На крупных обрывах вохчабердской свиты, сложенной вулканогенно-обломочными породами с разной устойчивостью по отношению к денудации, наблюдаются разнообразные, часто очень эффективные скульптурные формы – ниши, карнизы, ячей и т.п. В местах распространения глинисто-мергелистых пород палеоген-неогенового возраста наблюдаются формы глинистого карста, приуроченные, как правило, к тальвегам эрозионных ложбин.

Глубина эрозионного расчленения в предгорьях, которые еще в эоплейстоцене были ареной аккумуляции, значительно меньше, чем в более высоких ярусах рельефа. Наиболее врезаны долины “транзитных” левых притоков р.Аракс, верховья которых далеко проникают в осевую часть хребтов. Для междуречий крупных долин характерно наличие денудационной поверхности у подножья Вохчабердского хребта, представляющей собой предгорную наклонную равнину или террасу 170–180-метрового уровня ашхеронского возраста и приподнятую в четвертичном периоде на высоту до 1300 м. Примерно к этому уровню в долинах левых притоков р.Аракс относятся 5 ступеней террас.

4. Ярус аккумулятивного рельефа днищ межгорных впадин представляет собой поверхность межгорных равнин, сложенных

неоген-четвертичными озерными, озерно-аллювиальными и аллювияльными отложениями, в вулканических областях переслаиваются лавовыми потоками и туфами. Глубина эрозионного расчленения достигает более 100 м (Ширакская впадина). Рельеф этого яруса обусловлен, с одной стороны, неотектоническими движениями (распределением областей поднятий и опусканий), с другой – изменениями как местных базисов эрозии, так и уровня Каспийского моря.

Для участков, испытывающих постоянное опускание, характерна наложенная аккумуляция, когда молодые глинистые отложения перекрыты более древними. Ярким примером этого могут служить монотонные поверхности древних озерных толщ, по которым бывают постоянно меняющие свое направление русла современных временных водотоков.

Для участков неотектонических поднятий характерна цикличность осадконакопления в плиоцене и четвертичном периоде. Этапы аккумуляции сменялись этапами размыва, что находит отражение в рельефе. В районах проявления интенсивных восходящих движений реки сформировали цокольные террасы.

Крупным плиоценовым и четвертичным эрозионно-аккумулятивным циклам соответствуют эпохи активизации сводового поднятия мегантиклиниория Малого Кавказа и регрессий базиса эрозии – Каспия. Процессы озерного осадконакопления в межгорных впадинах сменялись эрозией рельефа и накоплением грубообломочного материала, формированием уровней или серий террас.

## 8.1. Строение речных террас

По характеру аллювиального террасообразования территории Армении принадлежит бассейну Каспийского моря. Стратиграфическую схему позднего плиоцена и четвертичного периода дополняют спектры террас речных долин Аракса, Куры и их притоков. Многоярусность расположения системы террас свидетельствует о ряде циклов аккумуляции и размыва, вызванных неотектонической

дифференциацией рельефа, изменениями климата и эвстатическими колебаниями базиса эрозии – уровня Каспия.

Образование речных террас приурочено к позднеорогенной стадии развития Малого Кавказа, т.е. ко времени, когда на территории, после регрессии верхнемиоценового моря, окончательно установился континентальный режим, и стал формироваться современный рельеф. По мере развития неотектонических процессов в плиоцене и четвертичном периоде происходило интенсивное расчленение рельефа на фоне растущего общего сводового и блоковых поднятий в осевых частях хребтов. Происходили размыт древнего мезокайнозойского чехла, вторичное откапывание залитых лавами глубоких долин, создание ряда новых долин и ущелий в поднимающихся блоках. Одновременно определились основные направления речных долин и их притоков, которые обычно приурочены к линиям разломов как поперечных, так и продольных, а также к синклиниориям антикавказского направления.

Датировка террас является весьма сложной задачей. Решение ее затруднено редкостью фаунистических и археологических находок, трудностью применения пыльцевого анализа из-за грубого состава преобладающей части аллювия и сложности применения этого метода в условиях горной области, а также вторичными (обусловленными тектонически)искажениями относительных высот террасовых уровней. Последнее обстоятельство весьма затрудняет сопоставление речных террас с морскими уровнями, поскольку одновозрастные речные террасы разных долин, в зависимости от местных условий рельефа и местного базиса эрозии (выходов плотных пород или тектонических структур), могут быть врезаны в разновозрастные морские террасы. О террасах Малого Кавказа имеется много данных, но они так сильно различаются по степени изученности и применявшимся методами изучения, что их трудно сопоставить. В этой связи предпринята попытка установить истинное число террас (табл.6 ) в долинах притоков р.Куры и левобережных притоков р.Аракс на Малом Кавказе, уточнить их естественную группировку по гипсометрическому признаку, выявить соот-

ношение террас с морскими и флювиогляциальными отложениями, пролювиальными конусами и склоновыми шлейфами различного типа, а также сопоставить надежно датированные (фаунистически, флористически, археологически, геоморфологически) речные террасы с морскими террасами Каспийского и Черного морей (Кожевников и др., 1977). Для этого проведено сплошное картирование в крупных масштабах (от 1:25000 и крупнее) с использованием аэрофотоматериалов каждой более или менее крупной долины реки от ее истоков до впадения в реки Аракс или Куру и далее до их выхода на равнину включительно.

Группировка террас по гипсометрическому признаку проводилась в процессе построения поперечных и продольных профилей, которые строились на основе крупномасштабных карт, фотограмметрических измерений по фотоматериалам разного типа.

Речные террасы Малого Кавказа обычно подразделяются на четыре естественные группы: низкие, средние, высокие и наиболее высокие. В разных долинах и на разных их отрезках высоты террас каждой группы существенно меняются. В одних долинах рек низкие террасы не превышают 30 м, в других – достигают 150 м. В последнем случае выделена группа наиболее низких террас. При группировке террас учитывались их строение и глубина вреза, мощность аллювия террасообразующих свит. В верховьях долин, где деятельность потоков еще слаба, на поверхности узких уступов террас накапливаются преимущественно различные склоновые отложения и конусы выноса притоков. В предгорной зоне, где расположены средние течения крупных рек, мощность горного аллювия сравнительно невелика, в толщах преобладает грубообломочный материал.

Серия речных террас системы рек Аракса, Куры и их притоков в пределах Малого Кавказа наиболее полно выражена в межгорных равнинах и предгорьях, которые дают достаточный материал для их сопоставления между собой при прослеживании в горную зону и на переходах в водноледниковые и моренные отложения, а также в низменную зону для сопоставления с морскими отложениями Каспия. В верхнем плиоцене и плейстоцене темп тектонического

поднятия Малого Кавказа был неравномерным, в результате чего происходило формирование ярусности рельефа – лестницы террас, долин и поверхностей выравнивания. Анализ гипсометрического положения при наличии возрастных датировок этих ярусов позволяет выявить характер неотектонических движений – их неравномерность во времени и в пространстве, скорость, тенденции развития и т.д.

Террасовая лестница многих речных долин системы рек Аракса и Куры достаточно полная. Террасы прослеживаются от низовьев до верховьев рек, что является результатом изменения базиса эрозии и цикличного развития долин, обусловленного климатическим фактором: трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря, а также ростом и флюктуациями ледников Большого и Малого Кавказа.

Наиболее полно цикличное строение аллювия террас представлено в низменной зоне – в Куринской депрессии и межгорных впадинах, где оно достигает значительной мощности. В разрезе аллювиальных отложений террас, как правило, выделяются три характерные части: нижняя, сложенная русловым аллювием, или “базальный” грубообломочный горизонт, накопленный в период резкого снижения водоносности притоков и регрессии Каспийского моря, обусловленного развитием оледенений на Большом и Малом Кавказе; средняя – переходная, состоящая из русловых и в основном из полигенетических транзитных отложений, переходящих с увеличением водоносности рек в период таяния ледников в горах и трансгрессиями Каспийского моря в межледниковую эпоху; верхняя – покровная толща, сложенная тонкообломочными неаллювиальными осадками, иногда это лёссовидные отложения, связанные с новым похолоданием и началом оледенения.

Такая схема террасообразования подтверждается рядом исследователей для р.Днестр, р.Зеравшан, для рек Черноморского побережья Кавказа, бассейнов Каспийского и Черного морей, для бассейна р.Кодори и рек Кавказа в целом (Горецкий, 1962; Кожевников, 1985 и др.).

В Куринской низменности широко развиты фаунистически охарактеризованные и четко датированные различными методами морские отложения позднеплиоценового и четвертичного возраста. Многочисленными исследованиями доказывается их фациальный переход в речные террасы Аракса и Куры в предгорьях Большого и Малого Кавказа, а затем вверх по течениям <sup>притоков</sup> этих рек в флювиогляциальные и моренные накопления (Кожевников и др., 1977 и др.).

Террасовая лестница р.Аракс, особенно если учесть левобережие долины ее бассейна, выражена достаточно полно. Здесь выделяются 14 уровней (табл.6), среди которых наиболее древний – позднеакчагыльский является аллювимальной предгорной террасой р.Гилян; к раннему ашшерону относятся предгорный аллювий р.Нахичеван, аршинская терраса р.Аракс и азаванская терраса р.Азат. Регионально наиболее хорошо выраженным считается позднеашшеронский террасовый речной уровень со средней относительной высотой 170-180 м и различной мощностью аллювимальных отложений (от нескольких до десятков метров), фрагментарно развитой от истоков р.Ахурян до слияния рек Воротан и Акера с рекой Аракс, т.е. эта терраса развита в пределах межгорных впадин – Ширакской, Ааратской, Нахичеванской и Геянской степи южной части Карабахского нагорья. В предгорьях эта терраса приподнята и имеет вид наклонной равнины, в нее врезаны уровни более молодых притоков р. Аракс.

Относительная высота этой террасы колеблется в пределах 150-260 м. Большие диапазоны колебаний высот связаны с активными дифференцированными тектоническими движениями на общем фоне поднятия мегантклиниория Малого Кавказа. На разных участках бассейнов рек Аракса и Куры терраса имеет различные названия: нубарашенская (советашенская) наклонная равнина (170-180 м) в Приереванском районе, ахавнадзорская, заритапская, агхачская, иджеванская, айнадзорская, ераблурская, среднеараксинская, акеринская, карабахская (наклонная равнина), минджеванская и др. Стратотипом можно считать нубарашенскую в пределах

Ааратской впадины, которая наиболее четко выражена в рельефе и стратиграфия ее разреза хорошо изучена.

В пределах Ширакской впадины аллювий этой террасы деформирован разрывным нарушением, проходящим вдоль южного склона Ширакского хребта, в результате чего часть ее сохранилась вдоль этого склона и прослеживается на восток к Джаджурскому поперечному поднятию. На поверхности поднятия отмечаются следы древней широкой речной долины с остатками аллювия. На западе, в районе села Меграшат (на границе с Турцией) холм с вершиной 1828 м целиком сложен галечниками этой террасы. По данным буровых скважин, аллювий этой же террасы залегает под ниже-средненеоплейстоценовыми озерными отложениями Ширакской впадины, а также на долеритах и андезито-базальтах ("нижних") акчагыльского возраста.

В Ааратской впадине нубарашенская терраса имеет аналогичное стратиграфическое положение – она также втиснута между ниже-средненеоплейстоценовой озерной толщей и акчагыльскими долеритовыми базальтами.

В междуречье рек Воротан и Акера относительная высота акеринской террасы понижается до 170 м, а севернее карабахская терраса имеет высоту 180 м. Здесь она врезана в верхнеплиоценовые отложения акеринской озерно-аллювиально-вулканогенной свиты. В устьевой части этих рек, в отложениях террасы, где она именуется минджеванской, собрана солоноватоводная фауна позднего ашшерона: *Dreissena*, *Micromelania*, *Neritina* и др. Здесь же В.Е.Хайн обнаружил пресноводную фауну: *Bythinia tentaculata* L., *Melania ex. gr. rhodensis* B u k., *Pisidium cf. amnicum* M u l., *Valvata* sp., которая была отнесена к ашшерону (Асланян, 1958). Ашшеронская терраса к юго-востоку в пределах Нижнекуринского прогиба переходит в равнину, слабо наклоненную в сторону оси прогиба. В этой равнине выработана серия более молодых террас высотой 150-170 м, 120-140 м, 50-60 м и 15-25 м (Милановский, 1968).

По бассейнам рек Арпа, Воротан, Акера галечные образования 180м террасы прослеживаются в водораздельные части Зангезурско-

го, Баргушатского, Варденисского хребтов, развиты на Карабахском нагорье, где переходят в реликты древнего ледникового рельефа “с остатками моренных отложений”, что позволяет некоторым исследователям (Асланян, Бальян, 1953) отнести их к флювиогляциальным отложениям. Эти образования сопоставимы с галечниками аналогичного происхождения и возраста, широко развитыми в предгорьях Большого Кавказа. Так, в его юго-восточной части Кусарской равнины, сложенной флювиогляциальными отложениями позднечегемского оледенения, с высот 1800-1900 м они полого понижаются в Прикаспийскую (Самура-Дивичинскую) низменность, где галечники и конгломераты местами чередуются с прослойями песчаников, суглинков и глин прибрежно-морского и морского происхождения. Эти отложения впервые описал П.Е.Воларович (1904), назвав их “древними галечниками Кусарского плато”, а И.Ф.Пустовалов (1934, 1936) выделил их в “кусарскую свиту” покровных континентальных галечников мощностью до 230м и датировал апшероном на основании фауны, обнаруженной в глинах и песчанистых отложениях: *Apscheronia propinqua* E I c h w., *Monodacna* sf. *beibatica* A n d r u s., *M. nilida* A n d r u s., *M. sp.* *Adacna* sf *grimmi* A n d r u s., *A. sp.*, *Dreissensia* ex gr. *rostriformis* D e s h., *D. poymorpha* P a l l. и др.(определения А.Г.Эберзина). Переход континентальных галечников кусарской свиты в прибрежные фации морских апшеронских отложений Прикаспийской низменности установлен В.Д.Голубятниковым.

Апшеронский возраст галечных образований 170-180-метрового уровня наклонных равнин и террас предгорий Большого и Малого Кавказа признается большинством исследователей. Разногласия у некоторых из них вызывает лишь генезис этих отложений. Одни признают их ледниковое происхождение, другие считают селевыми, гравитационными или аллювиальными образованиями. Однако, четко выражен их аллювиально-террасовый и наклонно-равнинный характер, регионально прослеживаемый по предгорьям и долинам рек.

Апшеронские отложения, слагающие наклонные равнины и террасы долин рек Аракса и Куры, являются репером в стратиграфической схеме позднего плиоцена – плейстоцена, который дополняет спектры более молодых и более древних террас, прорезающих хребты Малого Кавказа.

В долине р.Аракс это, прежде всего, позднеплиоценовая гиянская, эоплейстоценовые – нахичеванская, аршинская, азаванская и нубарашенская, а также серия нижне- и средненеоплейстоценовых террас по долинам рек Азат, Веди, Арпа, Воротан, позднеплейстоценовые и голоценовые весьма представительные террасы имеются в долине р.Касах.

Не менее представителен и хорошо выражен спектр террас долины р.Куры, в районе г.Тбилиси; террасы здесь детально изучены и являются опорными для бассейна ее среднего течения (Церетели, 1966). Выделяются аллювий голоценовых пойм и надпойменных террас – чугурет-дидубийской; позднеплейстоценовых – метехской, ваке-авлабарской, арсенальной; среднеплейстоценовых – кукийской в г.Тбилиси и в Ахалцихской котловине, у г.Рустави; раннеплейстоценовых – лоткинской и махатской в г.Тбилиси; эоплейстоценовый аллювий террасы выделяются в Ахалцихской котловине.

Махатская терраса к востоку от г.Тбилиси прослеживается до района села Пойлу и смыкается с морскими бакинскими отложениями, что определяет ее раннеплейстоценовый возраст. Ряд других террас бассейна р.Куры также прослеживается на восток к Мингечаурскому водохранилищу и сопоставляется с морскими хазарскими и хвалынскими отложениями. В междуречье рек Куры и Иори хвалынская терраса высотой 20 м имеет возраст  $20580 \pm 688$  лет в основании и до  $14160 \pm 500$  лет в средней части разреза (Тумаджанов, Гоччайшвили, 1969).

Важным регионом для определения возраста террас правобережных притоков р.Куры, стекающих с северного склона Малого Кавказа, являются Среднекуринская и Нежнекуринская равнины. Здесь наблюдается несоответствие между террасами р.Куры и террасами ее правобережных притоков. Отмечаются признаки слабо-

го поднятия района и переуглубления главной реки – р.Куры, которые привели к выработке серии голоценовых и плейстоценовых террас с относительными высотами 2-3 м, 4-10 м, 25-35 м, 45-50 м, 60-80 м. Последняя является уровнем раннеказарской морской террасы Каспия, образующей всю поверхность Среднекуринской правобережной наклонной равнины, в которую врезаны на несколько метров русла правых притоков реки Куры – Агстев, Ахум, Тавуш, Джагир, Шамхор и др., а у впадения в р.Куру их глубина достигает 30-60 м. В районе г.Мингечаура третья терраса (50 м) р. Куры отчетливо переходит в морскую позднеквальянскую террасу с *Didacna trigonoides* P a l l. (Гаврилов, 1962; Паффенгольц, 1964).

В междуречье рек Агстев и Кура у г.Казаха пятая терраса р. Агстев на левом берегу переходит в шестую террасу р. Куры, благодаря более интенсивному врезу этой реки, связанному с большой мощностью водного потока. Вторая же терраса р.Куры в районе г.Казаха, расположенного на ней, имеет относительную высоту 30 м. Она прослеживается по долине р. Агстев до г. Иджевана и уходит под современный аллювий. В пределах Нижнекуринской равнины устья рек Тертер, Ганджа, Хачин, Каркар и др. также врезаны в морские раннеказарские и хвальянские отложения, представленные глинами и алевритами с редкими прослоями ракушечников: *Didacna nalivkini* W a s s., *D. praetrigonoides* N a l. et A n I s., *D. trigonoides* P a l l. (Кожевников, Милановский, 1984).

**Схема корреляции террас речных систем Аракса и Куры  
с четвертичными морскими террасами Каспия**

**Таблица 6**

Морские террасы Каспия и их возраст	Бассейн р.Куры			Бассейн р.Аракс			
	уровень	относит. высота, м	название	уровень	отно- сит. высота, м	название	
Новокаспийские	пойма		чугурет-диду- бийская на р.Куре	пойма			
	I	3-5		I	3-4		
	II	6-8		II	6-8		
Хвалынские	III	10-15	метехская на р.Куре ваке-авла- барская на р.Куре	III	15-18		
	IV	20-25		IV	20-25		
	V	30-40		V	30-40		
Позднеказарские	VI	50-70	арсенальская на р.Куре	VI	50-60		
Раннеказарские	VII	110-130	кукийская на р.Куре	VII	70-80		
	VIII	140-150	у г.Рустави на р.Куре в Ахалцихс- кой котловине	VIII	90-100		
		140-160					
Позднебакинские и Урунджикские	IX	160-170	лоткинская в г.Тбилиси на р.Куре	IX	110-120	гаринис- кая на р.Азат, кывракс- кая в долине р.Аракс	
Раннебакинские	X	230-240	махатская на р.Куре	X	140-10	барцаше- нская на р.Азат, кармача- такская в долине р.Аракс	

Позднеапшеронские	XI	260-280	на р. Куре, в Ахалцихской котловине	XI	170-180	нубарашенская (советашенская) на р. Азат
Раннеапшеронские	XII	350-440	на р. Куре, в Ахалцихской котловине	XII	250-260	ацаванская на р. Азат, арпинская на р. Арпа
	XIII	550-600	на р. Куре в Ахалцихской котловине	XIII		нахичеванская предгорная терраса
Предакчагыльская				XIV		предгорная терраса в долине р. Гилян

Согласно выделенным в таблице фазам, можно выделить следующие этапы формирования террас:

Таким образом, террасы притоков рек Аракса и Куры, прорезающие хребты Малого Кавказа, отражают региональные уровни и амплитуды тектонических движений. Особое строение имеют террасы рек вулканических нагорий, где на их формирование большое влияние оказывали излияния лав, которые неоднократно в течение плиоцена и плейстоцена заполняли долины, что приводило к погребению террас, подпруживанию долин и образованию озер, особенно крупных, в межгорных впадинах. Поэтому речные террасы межгорных впадин – Ширакской, Ааратской, Нахичеванской, Воротан-Акеринских, Ахалцихских имеют очень сложный характер, отражающий тектонические и климатические колебания. Здесь хорошо датируются средненеоплейстоцен-голоценовые террасы. Так, озерно-аллювиальная (“туфовая”) терраса р. Ахурян в Ширакской равнине средненеоплейстоценовая, она датируется ленинаканским

(сингильским) комплексом фауны крупных млекопитающих. В Арапатской равнине в четвертую террасу врезана третья аллювиальная терраса, датируемая поздним плейстоценом по молакофауне: *Radix ovata*, *Valvata piscialis*, *Pisidium supinum*, *Dreissena polymorpha* Pall., *Unio* sp. и др. (Паффенгольц, 1964). К позднему плейстоцену относится и озерно-аллювиальная терраса р. Тандзут (правый приток р. Памбак) у сел. Лермонтово, возраст которой датирован по радиоуглероду около 43 тыс. лет (Айрапетян, 1976).

## 8.2. Древнее оледенение

Представления о древнем оледенении Малого Кавказа и Армянского нагорья возникли очень давно — почти одновременно с зарождением теории материкового оледенения, предложенного в 1841 г. Ж. Шарпантье и Ж. Агассисом.

На массиве Арагац впервые следы древних ледников в 1896 г. описал А.В. Пастухов. Попутно с крупными геологическими исследованиями, проводимыми на Южном Кавказе, Г. Абих в 1899 г. на массиве Арагац и Ахалкалакском нагорье отметил валы, сходные с моренными холмами. В дальнейшем, в течение почти полувека следы древнего оледенения констатировались в различных районах Малого Кавказа и Армянского нагорья многими исследователями. К сожалению, эти исследования носили чисто описательный характер, без какой-либо стратиграфической привязки и датировки их возраста.

Начиная с 20-х годов прошлого столетия, В.П. Ренгарден (1925), А.Л. Рейнгардт (1927, 1939), Г.Ф. Мирчинк (1928), К.Н. Паффенгольц (1931) впервые разработали полигляциальную стратиграфическую схему плейстоцена Кавказа. Ее суть сводится к следующему предположению: Альпы и Кавказ не слишком удалены друг от друга и должны реагировать на общепланетарные изменения климата синхронно. На основании изучения речных террас и покровных галечников на Большом Кавказе, террас и вулканитов на Малом

Кавказе эти исследователи допускали существование четырех эпох оледенений, соответствующих альпийским – гюнцской, миндельской, рисской и вюрмской.

Особое место среди работ по альпийской схеме на М.Кавказе занимают труды К.Н.Паффенгольца (1931, 1948). На основании изучения речных террас и залегающих на них лавовых потоков в долине р.Арпа К.Н.Паффенгольц определил время и последовательность формирования террас и излияний лав. Все вулканиты верхнеплиоценового и четвертичного возраста он подразделил на пять возрастных типов, каждый из которых извергался в межледниковые этапы альпийской модели, имел совершенно определенный петрографический состав, по которому подразделялся на следующие типы: А – гюнц: базальты и андезито-базальты; В – гюнц-миндель: андезито-базальты и андезиты; С – миндель-рисс: андезиты; D – рисс-вюрм: базальты и андезито-базальты; Е – поствюрм: андезиты.

Эта схема многие годы являлась основной для стратиграфических подразделений верхнего плиоцена и четвертичного периода территории Армении и использовалась при геологическом картировании. К сожалению, ее сторонники не смогли установить прямых стратиграфических соотношений морен и флювиогляциальных отложений.

Накопленный в последнее время обширный фактический геолого-геоморфологический, палеонтологический и палеоботанический материал является основой для познания истории двукратного – средне- и поздненеоплейстоценового древнего оледенения гор Армении и представляет возможность изложить ее на новом уровне изучения.

Вопрос о позднеплиоценовом и эоплейстоценовом оледенениях гор Армении является весьма проблематичным, ясные следы их не установлены. Позднеплиоценовыми (эоплейстоценовыми) считались галечные образования Нубарашенского плато и основания норадузской свиты (в районе села Норадуз), которые формировались во время таяния позднеплиоценовых ледников Гегамского нагорья. Предполагалось существование раннеплейстоценовых ледников в

верховьях р. Тертер (Думитрашко, 1949, 1974). К раннеплейстоценовым моренам были отнесены и валунно-галечные отложения на северном склоне Вайоцдзорского хребта (Асланян, Бальян, 1953). Л.А. Варданянц (1948, б) указывал на отсутствие на Кавказе ясных следов позднеплиоценового и раннечетвертичного оледенений.

Как отмечает К.К. Марков (1965), в верхнем плиоцене (эоплейстоцене) на Русской равнине оледенения не было, а похолодание, несомненно, было гораздо менее значительным, чем в эпохи великих плейстоценовых оледенений Русской равнины. Следовательно, в среднегорном плиоценовом и эоплейстоценовом или даже, если допустить, высокогорном (не более 2500-2700 м) ранненеоплейстоценовом рельефе Армении невозможно представить горного оледенения, да и отмеченные следы весьма неубедительны, возможно, имело место сильное похолодание и увлажнение.

Развитие горного оледенения на Армянском вулканическом нагорье (Арагац, Гегам, Варденис) и на Малом Кавказе в среднем и позднем неоплейстоцене доказано многими исследователями (Рейнгарт, 1927, 1939; Личков, 1931; Думитрашко, 1949, 1950; Паффенгольц, 1948; Бальян, 1962, 1969; Думитрашко и др., 1977 и др.). Однако, о наличии двух фаз этих оледенений не было известно. Два разных этапа развития имело средненеоплейстоценовое оледенение Б. Кавказа – терское 1 и терское 2 (Милановский, 1964, 1966). В настоящее время синхронность плейстоценовых оледенений Большого и Малого Кавказа никем не оспаривается, следовательно, бесспорно и развитие двух крупных фаз средне- и поздненеоплейстоценового оледенения на массиве Арагац, Гегамском нагорье, откуда могла произойти двукратная активизация речного стока в Араратскую впадину. Возраст, фациально-литологические особенности и палеогеографические условия формирования “чарбахской” террасы и описанных выше средне- и поздненеоплейстоценовых аллювиальных свит свидетельствуют об их двухфазном (двустадийном) формировании. По всей вероятности, эти фазы в Армении соответствовали двум средненеоплейстоценовым и двум поздненеопле-

истоценоным фазам соответственно – днепровской и московской, ранне- и поздневалдайской.

Ясные следы средненеоплейстоценового оледенения констатированы в высокогорьях вулканических массивов (Арагаца, Гегама, Вардениса). Морфологически они выражены довольно плохо, что было отмечено Л.А.Варданянцем (1948,б). На обширных высокогорных вулканических плато в привершинной области Арагаца (на высотах 2100-2800 м на северном склоне и 2000-3000 м – на южном), Гегамского нагорья (на высоте 2600-2900 м на западном склоне и 2300-2600 м – на восточном), а также на Варденисском нагорье (на высоте 2300 м) сохранились мощные (до 10-60 м) накопления валунов вулканических пород. В вершинных зонах массива Арагац и Гегамского нагорья местами сохранились полуразрушенные кары, из которых на привершинные плато сползали долинные ледники, слившиеся здесь в покровы. Средненеоплейстоценовый возраст этого оледенения устанавливается по поздненеоплейстоценовым моренам на дне долин (глубиной до 150-200 м), врезанным в средненеоплейстоценовые морены (Думитрашко, 1974).

На Гегамском нагорье возраст морен определяется по соотношению с лавами: типы А, Б, Е (по К.Н.Паффенгольцу). Эти морены налегают на ранненеоплейстоценовые и позднеплиоценовые лавы и перекрыты более молодыми потоками, на которых местами залегают поздненеоплейстоценовые морены. На Сюникском нагорье речные врезы отделяют друг от друга морены и троги поздненеоплейстоценового оледенения. На границе Сюникского и Варденисского нагорий морены средненеоплейстоценового оледенения отделены потоками андезито-базальтов от более молодых поздненеоплейстоценовых морен (Думитрашко, 1949). Возраст этих ледниковых форм также определяется по соотношению с лавами.

Поздненеоплейстоценовое оледенение гор Армении было менее интенсивным, но его следы в рельефе выражены достаточно ясно. Они установлены в высокогорьях вулканических массивов (Арагац, Гегам, Варденис, Сюник), а также на Зангезурском хребете. Следы этого оледенения сохранились в виде боковых, конечных и

стадиальных морен, нижних трогов, ригелей, каров и других форм рельефа. На массиве Арагац троговые долины спускаются радиально от вершины до отметок 2200-2300 м, а конечные морены – до 2200 м на северном склоне. На вулканических нагорьях возраст морен определяется по соотношению с лавами: морены налегают на ранненеоплейстоценовые и позднеплиоценовые лавы и перекрыты более молодыми лавами, на которых местами залегают поздненеоплейстоценовые морены, голоценовые лавы иногда маскируют следы поздненеоплейстоценового оледенения, что хорошо наблюдается в вершинной части Гегамского нагорья. Ясные следы поздненеоплейстоценового оледенения отмечаются на Зангезурском, Баргушатском и Севанском хребтах.

Е.Е.Милановский (1960,б, 1964, 1966) на Большом Кавказе установил следы древнейшего эльбрусского (акчагыльского) оледенения на северном склоне Эльбруса и чегемской (апшеронской) морены на Чегемском нагорье Эльбрус–Казбекского региона. Вероятность чегемского оледенения была подтверждена флювиогляциальным характером отложений, спускающихся с высот 1800-1900 м юго-восточной части Большого Кавказа на поверхность Кусарской наклонной равнины, которые в Прикаспийско-Кубинском районе чередуются с апшеронскими морскими отложениями. Е.Е. Милановский для Большого Кавказа также констатировал следы ранненеоплейстоценового–эльтюбинского, средненеоплейстоценового – терского и поздненеоплейстоценового – безенгийского оледенений.

Продолжавшаяся в позднеорогенном этапе и прогрессировавшая в четвертичном периоде тектоническая активность, а также похолодание создали благоприятные условия для возникновения оледенений гор Армении. По представлениям многих исследователей, крупные материковые оледенения Евразии и Северной Америки были связаны едиными глобальными процессами и, в целом, были синхронны. Однако, они могли иметь некоторую метахронность – несовпадение в системе начало – конец, связанную с тектоническим фактором кавказских оледенений – дифференцированных поднятий, превышающих климатическую снежевую

границу или не достигающую ее. Как отмечает К.К.Марков (1965), поднятие Кавказа продолжающееся в течение всего четвертичного периода, создало в позднем плейстоцене орографические условия для возникновения оледенения на более значительной площади, чем в среднем плейстоцене. Исходя из этой позиции, неоплейстоценовые отложения Армении, формирование которых протекало при сильном похолодании, можно сопоставить с таковыми Русской равнины (табл.7). При этом следует учитывать мощности плейстоценовых ледниковых покровов равнины, оказывавших существенное влияние на охлаждение территории Армении и формирование средне- и позднеплейстоценового горного оледенения, а также на глобальный процесс похолодания. Таким образом, в горах Армении зафиксированы четкие следы двух горных оледенений – средне- и поздненеоплейстоценовых, в то время когда уже существовал высокогорный рельеф, превышающий климатическую снеговую границу. Что касается резкого похолодания и увлажнения в раннем неоплейстоцене, то эта эпоха была плювиальной. В целом все эпохи неоплейстоценовых похолоданий и увлажнений на территории Армении были плювиальными, а эпохи потеплений – межплювиальными

## Глава 9. КАМЕННЫЙ ВЕК

Армения является одним из главнейших очагов первоначального появления и распространения древнейших людей в Евразии, областью высокой концентрации памятников каменного века. Открытие палеолита в Армении относится к началу XX в., когда в 1909 г. на западном склоне вулкана Арагац французский исследователь Жак де Морган собрал каменные орудия и датировал их поздним палеолитом. Впоследствии во многих районах Армении были обнаружены следы деятельности человека каменного века, изготавлившиеся и применяющиеся им основные орудия труда и охоты. Среди таких местонахождений особой полнотой отличаются открытые и пещерные стоянки древних людей в Ааратской равнине (Сатани-Дар, Джрабер, Арзни, Ереван-1 и др.), в Нагорном Карабахе

(Азох, Тагавард и др.), в Дарахетском нагорье (Ахалкалаки, Дманиси и др.), в Лорийском плато (Привольное-1, Мецаван-3 и др.). Эти данные свидетельствуют о существовании в Армении ясных следов древних людей – питекантропов, представителей семейства гоминид, носителей аббевильской (шельской) культуры, а также палеоантропов с ашельской культурой и более молодых групп древних людей и проследить эволюцию их культур в течение всего палеолита.

Богатство археологических культур, характер и особенности этих стоянок теснейшим образом были связаны с географическим положением региона, историей развития ее природных условий в четвертичном периоде и соседством с древними цивилизациями Передней Азии.

Вопрос о появлении древнейших людей в Армении в эоплейстоцене оставался не вполне ясным. Но в последнее время в литературе появились неопровергимые доказательства о находках в Джавахетском нагорье (г. Дманиси) в эоплейстоценовых отложениях остатков гоминид в ассоциации с примитивными каменными орудиями и фауной виллафранских позвоночных (Габуния и др., 1998). Авторы считают, что найденные здесь нижняя челюсть и третья метатарсальная кость ископаемого человека принадлежат представителю *Homo erectus* несколько обособленного морфологического типа, связанного, скорее всего, с древнейшими *Homo erectus* Африки, но по некоторым признакам продвинутой эволюции. Он как бы предвещает линию *Homo sapiens*. Материалы этих открытий были представлены и доложены на Международном симпозиуме, состоявшемся в г. Дманиси в 1998 г., и в настоящее время широко цитируются.

Дополнительные сведения по Дманисской стоянке приводят М.Г.Ниорадзе и Г.Н.Ниорадзе (2008), которые указывают, что базальтовые лавы подстилают культурные слои Дманиси и имеют серию дат от 2.040 до 1.800 млн. лет. Слои VI–IV содержат костные остатки древнейших гоминид – *Homo ergaster* (ранний *Homo erectus*): 5 черепов, 4 нижних челюсти, изолированные зубы и свыше 50 костей посткраниального скелета. Те же VI–IV слои содержат фауну виллафранка и относятся к концу олдувайского палеомагнитного эпизода. Всего на стоянке собрано 9500 каменных артефактов.

В 2006 г. была опубликована монография В.П.Любина и Е.В.Беляевой, в которой детально рассмотрена ранняя преистория Кавказа, период нижнего и среднего палеолита, когда территорию региона заселяли предшественники современного человека – архантропы и палеоантропы (нандертальцы). Заселение региона началось с самого начала эоплейстоцена (около 1.8 млн. лет назад) и было тесно связано с глобальными и региональными изменениями природной среды. По данным этих исследователей миграционные пути расселявшихся на Кавказе гоминид происходило со стороны Ближнего Востока (Леванта) через Армянское нагорье. Именно этим путем в Джавахетское нагорье проник *Homo erectus* (Дманисская стоянка). Следует отметить, что такую мысль впервые высказал известный шведский ученый, специалист в области четвертичной геологии, Л.-К.Кенигссон (1984), который подтверждая уникальное положение последних 10 тыс. лет (голоцен), ~~в~~сказал предположение, что примерно 10 тыс. лет назад человек положил начало неолитической революции; возможно, это произошло одновременно во многих районах Среднего Востока (Ближнего Востока), но особенно ярко это было выражено в Анатолии.

Большой интерес для каменного века Армении представляют карстовые пещеры, образованные в известняках юрского возраста, расположенные в селениях Азох и Тагавард Гадрудского района Арцаха (Нагорного Карабаха). Следует отметить, что селения Азох и Тагавард – армянские и до 1963 г. они имели эти армянские названия (см. Атлас Азербайджанской ССР, 1963, стр.13), а после открытия здесь палеолитических пещерных стоянок, они получили азербайджанские названия – “Азых” и “Тагляр”, которые, к сожалению, вошли в литературу. Ныне эти селения вновь приобрели свои прежние названия и стоянки следует назвать *Azox* и *Taghvard*.

Наиболее изучена пещера в селе Азох, это – горизонтальная сквозная пещера галерейного типа, расположенная на абсолютной высоте 800 м, горизонтальный выход которой протягивается на 200 м в виде анфилады из пяти залов и двух входных галерей – северной и южной (Любин, Беляева, 2004). Была раскопана 25-метровая южная галерея и, частично, примыкающий к ней Круглый зал, где вскрыты десять культурных слоев (Гусейнов, 1985). Каменный

инвентарь представлен изделиями из слоев X-VII (галечная культура), VI (аббевиль – древний ашель), V (средний ашель), и III (финальный ашель – раннее мустье).

Как отмечают В.П.Любин и Е.В.Беляева, методика раскопок, которые проводили азербайджанские исследователи, была "ниже всякой критики: разборка культурных слоев проводилась в основном кирками и лопатами; вскрытие отложений велось не по литологическим подразделениям, а по визуально определенным М.М.Гусейновым "археологическим слоям" большой мощности". Археологические и фаунистические материалы утрачивали, таким образом, свою лито-стратиграфическую привязку и смешивались". Такое впечатление сложилось и у автора данной монографии, посетившго пещеру Азох в 1998 г. совместно с английским антропологом и археологом Таней Кинг (Британский музей истории природы, Лондон). По нашей рекомендации и под руководством Т.Кинг, в пещере Азох с 2000 г. работала международная (европейская) комплексная экспедиция.

В 1998 г. В.П.Любину и Е.В.Беляевой удалось практически все имеющиеся материалы о пещере Азох (история и методика исследования, стратиграфия, палеонтологические свидетельства и пр.) собрать, проанализировать и обобщить в достаточно подробной публикации (Любин,1998).

В пещере Азох исследователями прослеживались различные литологические уровни (15, 19, 25 уровней), которые ныне не сохранились. Воссозданный комплексными междисциплинарными исследованиями А.А.Величко и его соавторами(1980) основной разрез отложений Азохской пещеры был представлен 17 литологическими слоями, сгруппированными в три основные пачки и скоррелированными с десятью археологическими слоями, выделенными М.М.Гусейновым (1985). Эти слои ныне также не сохранились. Однако, воссозданный указанными исследователями основной разрез Азохской пещеры ныне является единственным документом, дающим возможность рассмотреть вопрос развития природной среды, хронологии стоянки, хозяйственной деятельности ее обитателей. Комплексные исследования включали изучение химического состава, литологии, минералогии, спорово-пыльцевых спектров, фауны крупных и мелких млекопитающих, палеомагнитные определения литологических и археологических слоев.

Наиболее древние археологические слои X-VII и литологические слои 17-13 Азохской пещеры содержали гальки со следами искусственной обивки, напоминающие архаичные олдувейские орудия. По мнению М.М.Гусейнова (1985), эти орудия "являются новым вариантом галечных культур и отличаются от олдувейской и всех других известных древнейших культур планеты". По данным В.П.Любина (1989), такой вывод "несостоителен", так как олдувейская культура имеет иной и морфологически более выразительный характер. Эти гальки образовались из кремния, кремнистых и кварцевых пород, кварцита, базальта, порfirita и других пород, слагающих аллювий близлежащих речных долин, которые были занесены в пещеру человеком. Замечание В.П.Любина может касаться возраста только археологических слоев X-VII и литологических слоев 17-13, потому что эти слои в пещере не были нарушены и были комплексно изучены.

Была изучена остаточная намагниченность разреза отложений Азохской пещеры (Величко и др., 1980). Оказалось, что верхняя основная часть разреза (литологические слои 1-14) имеет прямую полярность, формировалась в эпоху ортозоны Брюнес, начало которой относится к раннему неоплейстоцену, а слой 15 нижней части намагнечен обратно и сопоставим с верхней частью ортозоны Матуяма. Исходя из этого, слои с галечной культурой отнесены к эоплейстоцену.

В этих слоях были встречены мелкие фрагменты трубчатых костей млекопитающих, не поддающихся таксономическому определению (Гаджиев и др., 1979).

В верхней части слоев, вмещающих культуру галек (литологический слой 14) А.К.Маркова (Величко и др., 1980; Маркова, 1982) определила остатки мелких млекопитающих – полевок рода *Microtus* ex gr. *arvalis-socialis* P a l. и др., которые датировала временем "не древнее бакинской трансгрессии Каспия" и отнесла их к временному аналогу тираспольского фаунистического комплекса. Хронологически наиболее ранние культурные слои Азохской пещеры А.А.Величко и его соавторы (1980) сопоставляют с пещерной стоянкой Валлоне (Франция, к востоку от г. Ниццы), которая моложе африканской галечной культуры, имеет абсолютную дату 0,90-0,95 млн. лет и, по данным французского исследователя Анри де Люмлея, относится к субзоне Харамильо палеомагнитной шкалы.

Среднеашельские слои Азохской пещеры сопоставляются с другой известной на Лазурном берегу Франции пещерной стоянкой Араго, имеющей также среднеашельский возраст.

Индустрия слоя VI (аббевиль-древний ашель, по М.М.Гусейнову, 1985) представлена немногочисленными крупными галечными орудиями (чопперы, чоппинги, ручные рубила, кливеры), многочисленны и разнообразны скребла практически всех типов, изготовленные из кремнистого сланца, кремней, песчаника, кварца, базальта, фельзита.

Индустрия слоя V (средний ашель) представлена сколами, отбойниками, нуклеусами, нуклевидными обломками, обломками и осколками, ручными рубилами, чопперами и чоппингами, речными гальками.

В ашельском слое V Азохской пещеры обнаружен фрагмент правой ветви нижней челюсти с двумя коренными зубами древнего пещерного человека (Гусейнов, 1985). Как полагает В.П.Любин (1984), несмотря на специфические черты строения, этот фрагмент челюсти "содержит признаки, с одной стороны, характерные для питекантропов, синантропов и, в особенности, для мауэрской челюсти, но, несомненно, с большим числом прогрессивных черт, с другой стороны, обладает признаками, характерными для неандертальцев". По результатам предварительных исследований к неандертальцам близки и остатки древнего человека, найденного в г.Ереване (Асланян и др. 1979).

Слой IV раскопа содержал желтую глинистую породу без щебня и археологически был "стерильным".

Индустрия слоя III (финальный ашель-раннее мустье) содержит изделия из кремнистого сланца, кремня, обсидиана, большая часть которых является отходами производства (нуклеусы, нуклевидные обломки). Набор орудий представлен отщепами левеллуа, левеллуазкими остроконечниками (треугольными, стрельчатыми, листовидными, пластинчатыми, ретушированными левеллуазкими остроконечниками), скреблами, скребками, резцами, ножами, чопперами и ручными рубилами.

Комплексное изучение отложений Азохской пещеры (Величко и др.,1980) позволило провести реконструкцию природной среды Арцаха и выявить ее последовательные изменения в течение длительного времени обитания стоянки – с конца эоплейстоцена

вплоть до начала позднего неоплейстоцена. Эти данные хорошо согласуются с полученными нами результатами палеогеографических реконструкций по всей территории Армении и прилегающих частей, приведенными в данной книге и обобщенными в таблице 7.

Так, наиболее древние слои отложений Азохской пещеры с галечной культурой (литологические слои 17 и 16), по данным указанных исследователей, формировались в конце эоплейстоцена в условиях “умеренно-влажного и наиболее теплого и мягкого климата по сравнению со всеми последующими временами, в течение которых имели место неоднократные колебания климата от более благоприятных к менее благоприятным условиям”. По нашим данным, столь благоприятные условия в Армении могли существовать в начале позднего эоплейстоцена (климатолиты 15 и 16), когда господствовали семигумидные (умеренные) климатические условия и лесостепные ландшафты. Во второй половине этапа существования галечной культуры Азохской пещеры произошло похолодание, которое могло быть связано с эоплейстоценовым похолоданием на Русской равнине, чегемским оледенением Большого Кавказа (или “морозным временем”), совпадающими с климатолитом 17, когда в Армении существовал увлажненный умеренно-континентальный климат, произрастали хвойные, мелколиственные и широколиственные леса. В это время первобытные люди, вероятно, были вынуждены покинуть пещеру при создавшихся неблагоприятных для проживания условиях.

В самых верхах отложений Азохской пещеры с галечными орудиями имеются свидетельства смягчения климата (при относительной сухости), что совпадает с климатолитом 18 начала неоплейстоцена Армении, когда климат был semiаридным, а ландшафты – степные. В эпоху обитания ранних ашельцев Азоха это потепление сменилось похолоданием, которое могло быть связано с окским оледенением Русской равнины, эльтюбинским оледенением Большого Кавказа, а в Армении был плювиальный этап, характеризующийся климатолитом 19, представленным семигумидным климатом и лесостепными ландшафтами, затем климатолитом 20, выраженным некоторой аридизацией и остепнением области (возможно, межстадиалом), а далее климатолитом 21, отражающим увлажненные, умеренно-континентальные условия, развитие темнохвойных,

хвойно-широколиственных и мелколиственных лесов. При создавшихся неблагоприятных для обитания климатических условиях первобытные люди, по-видимому, вновь покинули пещеру.

Второе крупное потепление в Арцахе, сходное по степени выраженности со временем начала позднего эоплейстоцена, указанная группа исследователей отмечает в первой половине времени обитания носителей среднеашельской культуры Азохской пещеры, которая относится к лихвинскому межледниковью Русской равнины. Это время совпадает с климатолитом 22 начала среднего неоплейстоцена, когда в Армении господствовал с semiаридный климат, ландшафты были степными и лесостепными. Во второй половине среднего неоплейстоцена, во время существования культур среднего ашеля, эти авторы отмечают колебания климата при общей тенденции к похолоданию. Это похолодание могло быть связано с днепровской ледниковой эпохой Русской равнины. В Армении оно могло соответствовать двум стадиям горного оледенения, разделенным межстадиалом и представленным климатолитами 23, 24 и 25. В это время первобытные люди также были вынуждены покинуть пещеру. Вновь они появились уже в теплом позднем ашеле, в начале позднего неоплейстоцена, во время микулинского межледниковья Русской равнины, когда в Армении был межплювиал, представленный климатолитом 26. Климат был semiаридным, ландшафты степными.

При определении возраста отложений Азохской пещеры, кроме фауны мелких млекопитающих, большое значение имела фауна крупных млекопитающих (Алиев, 1969; Гаджиев и др., 1979). По их данным, в ашельских слоях обнаружены остатки костей лисицы, пещерной гиены, некоторых видов древних медведей, в т. ч. пещерного и бурого, месопотамской лани, гигантского и благородного оленей, плейстоценового осла, носорога Мерка, этрусского носорога, зюссенборнской лошади, бизона Шетензака.

В 5 км к северо-западу от села Азох расположено село Тагавард, в окрестностях которого находится одноименная мустерьская пещера. По данным В.П.Любина (1984, 1989), каменная индустрия пещеры сделана из местного красного и серого кремня и (единично) обсидиана, аргиллита, окремненного известняка. Среди орудий ведущее место занимают леваллуазские и мустерьские остроконечники разных типов и боковые скребла. Преобладают мустерьские,

главным образом узкие, удлиненные, изящные остроконечники. Вместе с каменной индустрией в пещере обнаружены остатки костей различных млекопитающих.

В Приереванском районе у села Мушаван в 1994 г. Б.Гаспарян обнаружил древнюю стоянку, которая была изучена Б.Ерицяном и С.Татевосяном (Երիցյան, Թաշկուլյան, 2005). Здесь описана культура оббитых галек, представленная галечными изделиями, их необработанными формами и отщепами, сходными с олдувайской культурой, но отличающейся по своим специфическим чертам, позволяющим этим авторам сблизить их с культурой переходного периода между археолитом и “псевдолитом”. К сожалению, описание этого материала весьма схематичное. До публикации его монографического описания более подробно обсудить эту интереснейшую стоянку не представляется возможным.

На Джавахетском нагорье у г.Ахалкалаки в результате раскопок (Габуния, 1998) найдены многочисленные остатки костей ископаемых позвоночных: гиппарионовой и зюссенборгской лошадей, троготериевого и южного слонов, антилоп, оленей, этруского носорога, бизона, саблезубого тигра рода *Homotherium* и др. Вместе с этой фауной обнаружены каменные изделия из андезито-базальта, среди которых выделяются скребла, разнообразные режуще-рубящие орудия, нуклеусы, отщебы. М.К.Габуния (1998), по анализу флоры и фауны Джавахетского нагорья, в начале среднего неоплейстоцена констатирует распространение полустенной растительности с сравнительно сухим, умеренно-жарким климатом. Эти данные совпадают с полученными нами для всей территории Армении, приведенными в таблице 17 (климатолит 22).

На юго-востоке Джавахетского нагорья расположено Лорийское вулканическое плато, где известно свыше 10 открытых местонахождений и убежищ скального типа (Гаспарян и др., 2005\*). Изученные этими авторами памятники были заселены “как минимум начиная с заключительной фазы ашеля” (Привольное-1, Мерца-ван-3). Большая часть открытых местонахождений и частично – убежища скального типа (Круглая, Шишка-1) относятся к мустерской эпохе. Ряд открытых местонахождений датируется более широким интервалом каменного века (Мецаван-1, Мецаван-2, Паха-

\* Эти авторы Лорийское плато ошибочно называют Таширским.

хпюр-1). Мустьерские изделия представлены фрагментами нуклеуса, леваллуазскими отщепами, боковыми скреблами, скребками, остроконечниками, сделанными из дацита, базальта, кремня, обсидиановыми наконечниками и резцами.

Работами Армяно-Российской археологической экспедиции в 2003-2006 гг., проведенными в восточном подножье Джавахетского хребта, найдена верхнеашельская стоянка Даштадем 3 (Асланян и др., 2007). На стратифицированном ашельском памятнике Мурадово в нижних слоях обнаружены доверхнеашельские, по определениям В.П.Любина и Е.В.Беляевой, артефакты. Открыто также 25 местонахождений с ашельским подъемным материалом. На отрогах Сомхетского хребта в гроте Печка обнаружен мустьерский подъемный материал, а также массовые неолитические находки.

Большой интерес для изучения каменного века Армении представляет раннепалеолитическое местонахождение Сатани-Дар, расположенное у подножья экструзивных липарито-дацитовых конусов Малого и Большого Артени в Арагатской впадине. Это местонахождение исследовано С.Н.Замятиным (1947), М.З.Паничкиной (1948, 1950, 1953), С.А.Сардаряном (1954). На поверхности холма Сатани-Дар собрано большое количество примитивных орудий, из которых была отобрана группа наиболее архаичных, изготовленных из обсидиана и базальта: массивные отщепы неправильных очертаний, ручные рубила, грубые ручные орудия ("чопперы"), а также нуклеусы грубоциклической и кубковой форм. М.З.Паничкина предположительно выделяет два комплекса орудий – древнеашельский (аббевильский) и позднеашельский (позднеаббевильский). В.П.Любин (1984) считает, что "шельские бифасы" должны быть пересмотрены, так как в их состав "ошибочно" зачислены позднеашельские формы, некоторые из которых имеют следы естественных повреждений, а также отмечает, что единичные бифасы архаичного облика могут относиться к более позднему времени.

На южном склоне Ширакского хребта в 2,5 км к северо-западу от села Ширак на поверхности 170-180-метровой ашеронской аллювиальной террасы геолог А.Т.Асланян (1956) обнаружил значительное скопление каменных орудий и их полуфабрикатов: крупные ручные рубила, скребки, нуклеусы, отщепы и др. По

определению С.А.Сардаряна, эти орудия относятся к культурам раннего палеолита – клектону, левеллуа и позднему ашелью. Орудия были изготовлены из смоляно-черных андезито-дацитов, коренные выходы которых имеются на Ширакском хребте – водоразделе между реками Памбак и Джаджур.

В районе села Арзни в современном почвенном слое, образованном на 80-метровой аллювиальной террасе р.Раздан, цоколем которой является разданский поток андезито-базальтов среднего неоплейстоцена, в 1933г геолог А.П.Демехин (1956) открыл Арзинскую палеолитическую стоянку с хорошо обработанными обсидиановыми орудиями. Затем здесь же, а также в севернее расположенных районах сс.Нурнус, Джрабер, Фонтан и в других частях Котайкско-Егвардского плато были обнаружены многочисленные орудия раннего и позднего палеолита, исходным сырьем которых явились коричневые и черные обсидианы, андезито-базальты, липариты и др., коренные выходы которых расположены у стоянки и недалеко от нее. Каменный инвентарь представлен ручными рубилами, дисками, массивными дисковидными орудиями, нуклеусами, нуклевидными орудиями, остроконечниками, скреблами, отщебами, пластинами. Значительная часть орудий по технике обработки и раскалыванию камня относится к левеллуа – промежуточной культуре между ашелем и мустье. Большая часть орудий и изделий имеет черты типичной мустьевской техники (Замятин, 1947; Паничкина, 1948, 1950; Сардарян, 1956; Любин, 1961; Карапетян, 1983).

В лавовых потоках Армянского вулканического нагорья имеются многочисленные пещерные полости, некоторые из которых в каменном веке были заселены человеком. Эти пещеры образовались от различных причин. Одни произошли до образования застывшего потока – в процессе излияния поток жидкой лавы при переходе через порог нисподал огненным лавопадом, заливая бывшее озеро или долину реки, и при остывании оставлял под собой полости. Другие полости могли сформироваться после образования покрова лавы: например, поток, переходя углубление на склонах, мог образовать свод или род тоннеля из застывшей лавы. Свойственной почти всем лавам причиной образования полостей разнообразной величины могло быть обычное для лав выделение паров и газов. Пористое или пещерное сложение лавы представляет почти общее

явление и служит одной из характерных особенностей плиоцен-четвертичных вулканических пород Армянского нагорья.

В каньоне р.Раздан, сложенном различными потоками плиоцен-четвертичных лав, от г.Еревана до озера Севан находятся многочисленные пещеры, которые образовались при излиянии лав, а затем были вскрыты каньонами, созданными рекой. Некоторые из этих пещер в каменном веке были заселены человеком. Среди них наиболее изученной является мустьевская пещерная стоянка Ереван-1 (Ерицян, Семенов, 1971), расположенная на правой пониженнной стороне каньона р.Раздан в пределах г.Еревана. Индустрия пещеры представлена обсидиановыми орудиями: скреблами, остроконечниками, ножами, долотовидными изделиями, выемчатыми формами, скребками, резцами. Вместе с каменной индустрией в пещере обнаружены костные остатки лошади, носорога, быка (тур или зубр), лося, волка, шакала, птицы. Для верхнего и нижнего пределов мустьевского слоя 4 этой пещеры получены радиоуглеродные даты более 47800 и 49000 лет (Любин,1984).

По данным Б. Гаспаряна (Գասպարյան, 1998), весьма сходные с мустьевской индустрией пещеры Ереван-1 палеолитические орудия найдены также в каньоне р. Раздан, в г.Ереване в пещере Цицернакаберд-2.

К северу от г.Еревана в том же каньоне р.Раздан в районе села Лусакерт известна еще одна пещера Лусакерт-1, раскопанная Б.Г.Ерицяном (Любин,1989). Индустрия этой пещеры также представлена обсидиановыми мустьевскими орудиями: мустье леваллуазское, фасетированное, пластинчатое; нелеваллуазское, нефасетированное. Характерны зубчатые орудия, верхнепалеолитические формы, скребки и др.

В Армении раскопаны многочисленные поселения неолита, отметим только одно из них, которое имеет радиоуглеродное датирование. Это поселение находится в Арагатской равнине, на западном берегу р.Касах, в 5 км к юго-западу от г.Вахаршапата (Бадалян и др., 2005). Материалы раскопок поселения представлены, в первую очередь, образцами каменной индустрии, фрагментами керамики, орудиями из кости и рога, терочными плитами, ступками и пестиками. Абсолютный возраст представленного материала датирован по радиоуглероду:  $6817 \pm 54 - 5792 - 5626$  гг. до н.э.;  $6660 \pm 60 - 5663 - 5481$  гг. до н.э.

Следует отметить, что в палеолитических, неолитических, эпохи бронзы и эпохи железа памятниках Армении обнаружено большое количество остатков костей домашних и диких животных (Межлумян, 1988).

В этой главе приведен далеко не полный материал по каменному веку Армении. Памятников конца каменного века, позднего палеолита-неолита в Армении намного больше, чем местонахождений раннего палеолита. Поэтому обсуждению позднего палеолита-неолита нет возможности уделить должное место в данной монографии посвященной собственно геологии, стратиграфии и палеогеографии. Геоархеологии последних этапов каменного века Армении посвящена обширная литература, куда и отсылаем читателя, заинтересованного в более полном освещении всего каменного века Армении. Однако, этого вполне достаточно, чтобы ее территорию считать одним из самых древних в Евразии очагов появления и развития человека.

## Глава 10. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРИРОДЫ АРМЕНИИ\*

В новейшем этапе истории развития природы Армении выделяются 29 крупных и 12 дробных (в голоцене) климатостратиграфических подразделений – климатолитов в качестве основных таксономических региональных единиц. Каждый климатолит представляет собой совокупность горных пород, сформировавшихся во время одного климатического полуритма интенсивного похолодания или потепления, проявленного в регионе. Два смежных по разрезу климатолита охватывают климатический ритм “потепление–похолодание” (табл. 7,8).

В позднем сармате (11,2–9,3 млн. лет) значительная часть территории Армении была занята водами обширного Понто-Каспийского морского бассейна Восточного Паратетиса. Рельеф прибрежной суши стал расширяться с конца позднего сармата за счет сокращения акватории этого бассейна и представлял собой низменность, обрамленную отдельными низкогорными массивами и грядами (до

\* Краткое содержание этой главы опубликовано (Саядян, 2006, а; 2006, б).

100-200 м), испытавшими подъем в процессе активизации позднеорогенических движений. Формировалась *разданская свита* морских отложений. Климат области был средиземноморским, с жарким сухим летом и прохладной дождливой зимой, а ландшафты субтропическими – близкими современным ландшафтам побережий Южной Европы и Северной Африки. Произрастали камфорный лавр, инжир, тис, тростник, плющ, каштан, дзелква и др. (табл.8 ).

В дальнейшем, начиная от конца сармата до голоценена включительно, территория Армении находилась и находится в континентальной стадии развития. Выделяются десять крупных эрозионно-седиментационных циклов. Каждый из них состоял из начальной фазы тектонической активности (поднятия), глубинного врезания гидрографической сети и ритма одновременной аллювиальной грубообломочной седиментации, а затем ритма озерной седиментации, завершившейся началом новой фазы тектонического воздымания региона с переходом в следующий цикл.

В **мэотисе** (9,3-7,0 млн. лет), в результате активизации тектонических поднятий от Понто-Каспийского морского бассейна отчленился обширный солоноватоводный озерный водоем, возможно, имеющий связь через проливы с морем. Рельеф его побережий был низменным и низкогорным (200-500м). Вулканические процессы участвовали в формировании вулканогенно-осадочных отложений (*нижневохчабердская подсвита* и *нижняя часть армавирской (октемберянской) свиты*). Ландшафтно-климатическая обстановка региона существенных изменений не претерпела. Произошли некоторая аридизация и незначительное похолодание. Однако, по-прежнему господствовали субтропические ландшафты, но более засушливые, приближающиеся уже к современным условиям Южного берега Крыма. Преобладали можжевелово-дубовые леса: можжевельник, пушистый дуб, земляничное дерево, фисташка, сосна и др.

В **понте** (7,0-5,3 млн. лет) отмечалось медленное тектоническое поднятие региона, усиливавшееся к концу эпохи. Межгорные впадины опускались, активизировался вулканализм и продолжалась озерная седиментация, накапливавшаяся *верхневохчабердская подсвита* и *верхняя часть армавирской свиты*. Формировались основные направления гидрографической сети и первая генерация крупных межгорных впадин – Ширакской, Севанской, Арагатской. В их котловинах сохранились воды мэотического реликтового озера. Возможно, озера

соединялись проливами. Рельеф Армении в целом оставался низменно - низкогорным (до 500 м), на протяжении почти 4 млн. лет (мэотис-понт) активно подвергался эрозионно-денудационному выравниванию и превратился в поверхность, приближающуюся к пенеплену. В понте нарастили аридизация и похолодание климата, что привело к распространению субтропической флоры с элементами вечнозеленых подлесковых растений (шибляк новороссийский, понтийская жабрица, грабенник и др.), приближающихся к современным лесам предгорий Западного Кавказа (Новороссийский район).

**В раннем плиоцене** (киммерий, 5,3-3,4 млн. лет) начались интенсивное сводовое поднятие мегантиклиниория Малого Кавказа и прогибание межгорных впадин, в которых продолжалась аллювиальная и озерная седиментация (*субатанская свита*), проявлялся вулканизм. Озерная седиментация началась и в межгорных впадинах междуречья Воротан-Акера (*нижнеакеринская подсвита*). Рельеф был приподнят до высот 700-1500 м, а в целом оставался низкогорным. В связи с резким понижением уровня Каспийского моря до минус 500 м происходили глубинное врезание гидрографической сети и накопление грубообломочного аллювия. Это время в литературе называется “предакчагыльской” эрозионной фазой, соответствующей бабаджанскому горизонту Каспия или так называемой “свите перерыва”. Климат в начале киммерия был semiаридным и теплым. Распространилась степная и лесостепная растительность, свидетельствующая об аридизации климата. Во второй половине киммерия произошло ~~и~~ резкое похолодание и увлажнение, растительность стала сходной с современными байкальскими лесами.

**В позднем плиоцене** (акчагыле, 3,4-1,8 млн. лет) тектоническая активность территории Армении заметно ослабла, в Каспийском море происходила акчагыльская трансгрессия, в реках затухала глубинная эрозия, активно протекала озерная седиментация. Попеременно в зависимости от конкретных условий седиментации одновременно происходило запруживание лавовыми потоками тех или иных участков речных долин. В относительно спокойных тектонических условиях и благоприятной климатической обстановке накапливались отложения *сисианской*, *нурнусской* озерно-диатомитовых свит, *хотской* вулканогенно-осадочной свиты, *вардашенской* озерно-аллювиальной свиты, *верхнеакеринской* озерно-аллювиальной и вулканогенной подсвиты, *шакийской* озерной подсвиты.

В акчагыле известны трещинные излияния преимущественно базальтовых (долеритовых) и андезито-базальтовых лав, потоки которых слагают обширные пространства Армянского нагорья. Рельеф региона становился среднегорным (до 700-1500 м) с отдельными массивами низких гор. Ландшафтно-климатические условия в акчагыле шестикратно существенно менялись, причем трижды в раннем и трижды в позднем акчагыле. Засушливые semiаридные условия в начале акчагыла с полупустынно-степной растительностью (марево-злаковополынные степи), близкой к современной растительности Арагатской равнины, в дальнейшем сменились semiаридными (сезонновлажными) и развитием ландшафтов, приближающих-ся к современной субтропической саванне (дуб, бук, дзелква, каштан, орех, гранат, лавровишня). Затем произошла новая аридизация климата и вновь появились ксерофитные степи. В конце раннего и в позднем акчагыле наметились увлажнение и похолодание климата, появились широколиственные леса с островками лесостепей. В конце позднего акчагыла установился увлажненный умеренно-континентальный климат, появились хвойные и мелколиственные леса (сосна, береза, дуб, бук, клен, орех и др.). Акчагыльский этап завершился началом новой крупной эрозионной фазы развития рельефа, когда были переуглублены русла рек, а в озерных толщах откопаны древние речные долины. В рельефе Малого Кавказа господствующее положение занимали горы средних высот – до 1500-2000 м.

В Ширакской впадине, так же как и в Севанской, имеются акчагыльские морские эмигранты. Они обладали большой миграционной способностью и могли проникнуть из Каспия по гидрографической сети (Акрамовский, 1956). Думать о том, что акчагыльское море доходило до Армении не приходится, ибо здесь морские акчагыльские отложения отсутствуют. Акчагыльский морской бассейн находился на 100 м выше современного (Зубаков, 1990), а территория Армении в то время окончательно перешла в континентальную стадию развития и находилась на абсолютных высотах более 1000 м. Следует отметить, что А.А.Свиточ (устное сообщение) считает, что отложения Армении с *Cardium dombra* и *Avimactra subcaspia* являются “нормальными морскими осадками, скорее всего накопившимися в морском заливе обширного акчагыльского бассейна”. Однако известно, что геологическая история неогена Восточного

Паратетиса знает несколько случаев господства фауны морского происхождения также в полностью замкнутых водоемах (караганский, сарматский, акчагыльский и некоторые другие). (Ильина и др., 1976).

Четвертичный период в Армении, начиная с эоплейстоцена (1,8-0,8 млн. лет), отмечен новой активизацией тектонических движений – сводовым вздыманием Малого Кавказа, эрозией рельефа, прогибанием межгорных впадин и их заполнением озерными осадками (табл. 7,8). Озерной седиментации способствовало поднятие уровня Каспия и ослабление эрозионного процесса во время апшеронской трансгрессии. Переуглубленные и откопанные речные долины были заполнены вулканогенными образованиями горисской и ишханасарской свит, нораванскими и татевскими озерными осадками. Формирование эоплейстоценовых отложений происходило при неоднократных (до шести) ландшафтно-климатических ритмах. Период начался аридизацией и потеплением климата, который затем сменялся этапами увлажнений и похолоданий, иссушений и потеплений. Засушливым этапам была характерна степная ксерофитная (марево-полынная), а увлажненным – лесостепная и лесная растительность (дуб, бук, клен, вяз, граб, орех, береза, злаковые, мальвовые и др.) при наличии двух вертикальных поясов – низкогорного, до 1500 м и отчасти среднегорного, до 2500 м. Конец эоплейстоцена протекал в увлажненных умеренно-континентальных (холодных) климатических условиях и развитии хвойных, мелколиственных и широколиственных лесов (сосна, ель, береза, дуб, ясень, бересклет и др.) с лесостепными островками.

Сильное похолодание на Малом Кавказе совпадает с чегемским оледенением Большого Кавказа (или с так называемым “морозным временем”), которое произошло в позднем эоплейстоцене. Вероятно, на Большом Кавказе в эоплейстоцене горы превышали снеговую границу. На Малом Кавказе гляциальные формы рельефа и ледниково-аккумулятивные эоплейстоценовые отложения отсутствуют. К этому времени относятся галечные отложения наклонных равнин и террас 170-180-метровых уровней предгорий Малого Кавказа (нубарашенская свита и ее аналоги), которые сопоставляются с флювиогляциальными отложениями Кусарской равнины. В целом, климатические условия Армении в конце эоплейстоцена

были относительно холодными, и их можно характеризовать как плювиальные – увлажненные умеренно-континентальные.

**Неоплейстоценовый** этап (0,8-0,01 млн. лет) в Армении начался новой активизацией тектонических движений – дальнейшим сводовым поднятием мегантиклиниория Малого Кавказа и одновременным прогибанием межгорных впадин. Среднегорье в раннем неоплейстоцене занимали господствующее положение, но пока они не достигали климатической снежной границы. Следы ранненеоплейстоценового оледенения на территории Армении также отсутствуют. В начале этапа имела место крупная эрозионная фаза, речные долины переуглублялись и откапывались, одновременно происходили накопление грубообломочного аллювия, дифференциация тектонических движений, падение уровня Каспийского моря (туркянская регрессия). В дальнейшем тектонические процессы ослабли и в межгорных впадинах стали накапливаться озерные и озерно-аллювиальные отложения *анийской, акнадашской свит и нижнеараратской подсвиты*. Эти отложения отражают четыре крупных климатических ритма. При накоплении нижней части этих стратонов существовали субаридные климатические условия с развитием степной ксерофитной растительности (марево-полынно-эфедровой). Низкогорный и среднегорный пояса были заняты степной растительностью. Затем климат смягчался, становился семигумидным, в среднегорье появлялись леса (дуб, бук, береза), а низкогорье было занято степями (эфедра). Средняя и верхняя части озерных толщ вначале формировались в условиях аридизации климата и распространения степей и лесостепей (полынно-маревые, ива, тополь), а затем – увлажнения и похолодания. В это время растительность была представлена березовыми и широколиственными лесами, а затем темно-хвойными, хвойно-широколиственными и мелколиственными лесами (ель, сосна, береза, ольха, дуб, бук и др.), занимавшими все вертикальные пояса. Это время соответствовало эпохе бакинской трансгрессии Каспийского моря. Этап увлажнения и похолодания, возможно, соответствовал и был частично обусловлен окским оледенением Русской равнины. Тогда на территории Армении господствовали плювиальные – умеренно-континентальные климатические условия.

В начале среднего неоплейстоцена на территории Армении активизировались тектонические движения, происходил новый

эрэзионный врез, раннеплейстоценовые озера частично осушились, в межгорных впадинах накапливались озерно-аллювиальные отложения арапийской свиты, в условиях семиаридного климата и распространения степной (марево-польинно-злаковой) и лесостепной (дуб, орех, маревые) растительности. Малый Кавказ в среднем неоплейстоцене превратился в высокогорную страну, высоты которой превышали 2800-3000 м, а также – плеистоценовую снеговую границу. Отложения арапийской свиты, стратиграфически располагающиеся в нижней части среднего неоплейстоцена Шираксской впадины, хорошо сопоставимы с аналогичными отложениями Арагатской впадины по литофаunalным особенностям, а главное, по содержанию в них одновозрастного комплекса фауны крупных млекопитающих (ленинаканского), который по руководящим формам совпадает с сингильским фаунистическим комплексом Нижнего Поволжья. По времени эпоха совпадала с сингильской регрессией Каспийского моря и лихвинским межледниковоем Русской равнины; в Армении это было межпллювиальное время.

Глинистые озерные отложения межгорных впадин, расположенные выше основания среднего неоплейстоцена, вначале формировались в увлажненных умеренно-континентальных условиях, когда на территории Армении господствовали мелколиственные и хвойно-широколиственные леса (ель, сосна, береза, граб). Затем произошла аридизация климата и на смену лесам пришла степная ксерофитная (марево-польинная) растительность с островками лесов. Позже началась новая волна увлажнения и похолодания, появились хвойные и мелколиственные леса (ель, сосна, береза, пресноводные олиготрофные холодолюбивые формы диатомей), близкие к современным лесам умеренного пояса. Накопление озерных отложений в целом совпадало с днепровской ледниковой эпохой среднего неоплейстоцена Русской равнины: раннее похолодание – со временем днепровской стадии эпохи, а позднее – с московской стадией, аридизация между ними – с одинцовским межледниковоем, которое в пределах Армении было межпллювиальным, а два средненеоплейстоценовых холодных этапа совпадали с увлажнением и похолоданием – горным оледенением (табл.7). Свита озерных отложений среднего неоплейстоцена имеет двучленное (двухфазное) литологическое строение, обусловленное активизацией речного стока и динамикой снеговой границы в период двух стадий

средненеоплейстоценового горного оледенения Армении, совпадающих с двумя стадиями оледенения Большого Кавказа – терского–I и терского–II.

Начало позднего неоплейстоцена отмечено накоплением грубообломочного аллювия, который формировался при очередном эрозионном этапе развития рельефа. Он совпадал со временем ательской регрессии Каспия, протекавшей при континентальном, сухом климате, с господством в ландшафтах степной растительности с обилием ксерофитов. В Армении глинисто-суглинистые озерные отложения, относящиеся к позднему неоплейстоцену, формировались при увлажненном холодном климате. Ландшафтно-климатические условия области четырехкратно менялись: вначале были semiаридные степи, затем происходило увлажнение и распространение хвойных лесов с элементами широколиственных деревьев (ель, сосна, дуб), потом последовали незначительная аридизация климата и распространение широколиственных лесов (граб, дуб, орех), далее климат снова увлажнился, стал увлажненным умеренно-континентальным, появились хвойные леса с элементами широколиственных деревьев (ель, сосна, береза, граб, дуб). Большая часть территории была покрыта лугово-разнотравной растительностью. В межгорных впадинах поздний неоплейстоцен представлен также серией надпойменных террас (до 5-6). С валдайской ледниковой эпохой Русской равнины было связано похолодание, которое в Армении было выражено плювиальными условиями и позднеенеоплейстоценовым горным оледенением. Оно имело две стадии развития, выраженные двучленным (двухфазным) литологическим строением озерных толщ, связанных с активизацией ледникового речного стока. Эти стадии совпадают с безенгийским–I и безенгийским–II горными оледенениями Большого Кавказа. Они как в Армении, так и на Большом Кавказе были разделены межстадиалом, который на Малом Кавказе был теплым и влажным.

Во впадинах долины р.Памбак озерно-аллювиальные отложения, датированные методами абсолютной геохронологии и фауной крупных и мелких млекопитающих, относятся к межстадиалу поздненеоплейстоценового горного оледенения Армении и сопоставляются со среднерусской межледниковой эпохой Русской равнины. Этот межстадиал Армении был теплым и безледным.

Отложения голоцен (последние 12-10 тыс. лет) Армении хорошо изучены в Севанской впадине. Здесь они расчленяются на древний, ранний, средний и поздний голоцен и выделяются 12 крупными этапами изменений ландшафтной обстановки и климата (климатолиты) со специфическими особенностями развития каждого этапа. Среди них наиболее существенные перемены были в древнем и раннем голоцене. В древнем голоцене произошла дегляциация позднеледникового горного оледенения и наполнение чаши Севанской впадины талыми ледниковыми водами, уровень которых превышал абсолютную отметку 2000 м. В это время климат оставался холодным влажным (плювиальным). Ландшафты были представлены холодными степями, на смену которым пришли дубово-сосновые леса. В раннем голоцене отмечена аридизация климата. Уровень вод озера понизился до абсолютной отметки 1860 м, растительность была представлена ксерофитными степями. Это время совпадает с мангышлакской регрессией Каспийского моря. Средний голоцен на территории Армении был относительно теплым, влажным и совпадал с началом новокаспийской трансгресии и с климатическим оптимумом голоцена. Позднеголоценовое время не отличалось существенными изменениями климата и растительного покрова. Последний был представлен широколиственными лесами с участием хвойных пород (ели, сосны), которые сохранились до наших дней, когда началась их искусственная интенсивная вырубка.

Озеро Севан и Каспийское море расположены в единой аридной зоне. Колебания уровня этих водоемов в голоцене были относительно синхронны и зависели, в первую очередь, от изменений климата. Так, 9000-8000 лет назад в Каспийском море происходила мангышлакская регрессия (Федоров, 1957, 1978), в озере Севан в раннем голоцене также была регрессия, когда уровень озера опустился до отметки 1860 м. С началом среднего голоцена в Каспии началась новокаспийская трансгрессия, а в Севане уровень озера поднялся до 1925 м и не опускался ниже отметки 1900 м.

В различных частях Армении к голоцену относятся вторые и первые надпойменные террасы и поймы речных систем Аракса и Куры.

Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов свидетельствуют о многократных, ритмически повторяющихся колебаниях

климата, сменах и подвижках растительного покрова Армении в позднем миоцене, плиоцене и в течение всего четвертичного периода. В четвертичное время установлено чередование плювиальных (холодных) эпох, характеризовавшихся развитием лесной растительности и аридных – семиаридных (теплых) эпох, представленных ксерофитными степными формациями, почти полностью вытеснившими лесные ценозы. В новейшей геологической истории Армении – области, в настоящее время недостаточного увлажнения, леса произрастали в разное время. Можно предположить, что на некоторых территориях биосфера могла быть полностью уничтоженной во время вулканических извержений. В этапы увлажнений и похолоданий на территории Армении развивалась растительность лесных формаций, при аридизации и потеплении – пустынно-степные травянистые формации, лесная растительность существовала лишь островками по долинам рек и в более обводненных местах и исчезала при дальнейшей аридизации. Развитие ксерофитного степного растительного покрова Армении отмечалось во время интенсивного эрозионного вреза и регрессии Каспийского моря: трижды в эоплейстоцене, в началах раннего, среднего, позднего неоплейстоцена и голоцена, а также в середине среднего и позднего неоплейстоцена.

Палинологические комплексы различных этапов плиоцена и четвертичного периода показывают, что этапы развития лесной и полупустынно-степной растительности отличались степенью участия в растительном покрове древесной растительности, ее составом и конкретной ценотической выраженностью, а также перераспределением доминантов травянистых ксерофитных формаций и т.д.

Следует отметить, что фазы развития лесной растительности не означали сплошного лесного покрова на территории всей Армении. Они лишь свидетельствовали об увеличении площади, занятой лесами и о наличии значительного высотного лесного пояса. На каждом этапе развития лесов в той или иной мере была развита и травянистая растительность. В зависимости от временного среза она была представлена лугово-степными, полупустынными и другими формациями.

Ритмическая смена растительного покрова четвертичного периода Армении сопровождалась направленным необратимым разви-

тием. Уже к началу неоплейстоцена в межгорных впадинах, обрамленных горами с их высотной поясной дифференциацией, этот процесс протекал на протяжении всего неоплейстоцена и голоцене и сопровождался снижением горных поясов растительности на более низкие гипсометрические отметки во время похолоданий и увлажнений. Теплолюбивая флора позднего миоцена постепенно трансформировалась, обеднялась термофильными элементами, сокращала свой ареал и постепенно вытеснялась травянистыми формациями.

В целом, палинологические данные показывают, что изменения растительного покрова Армении происходили синхронно и были связаны с общеклиматическими изменениями. Установленная ритмика изменений растительного покрова Армении – явление закономерное и отражает те климатические изменения, которые происходили в регионе в позднем миоцене, плиоцене и четвертичном периоде.

Для новейшей геологической истории Армении характерна цикличность процессов эрозии и осадконакопления, в первую очередь зависящих от тектонических процессов и климатических колебаний. При сопоставлении данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов с литофациальными особенностями озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений межгорных впадин отмечается четкая закономерность: глинисто-суглинистые отложения формировались во время относительного тектонического спокойствия, похолодания и облесения области, а аллювиальные грубоозернистые толщи – во время активизации тектонических движений, потепления (аридизации), ксерофитного оstepнения и глубинного эрозионного вреза рельефа, которые были связаны с периодами интенсивного подъема мегантиклиниория Малого Кавказа, падения уровня Каспийского моря, а эпохи тектонического затишья совпадали с трансгрессиями Каспия, когда базис эрозии рек стабилизировался.

В процессе сводового воздымания Малого Кавказа закономерно чередовались сухие и влажные этапы. Во время сухих этапов преобладало физическое выветривание, во время влажных – вынос продуктов выветривания и их седиментация. Таким образом, на протяжении всего времени воздымания Малого Кавказа действовал ритмический климато-тектонический механизм.

По существу, каждый крупный стратон представляет собой эрозионно-седиментационный цикл, состоящий из двух ритмов седиментации – аллювиального и озерного.

Позднеплиоценовый и эоплейстоценовый эрозионно-седиментационные циклы протекали при переменном региональном потеплении и иссушении, похолодании и увлажнении климата, а неоплейстоценовые были связаны с ледниками и межледниками Русской равнины, а в целом – с глобальными процессами и протекали при плювиальных и межплювиальных условиях, сопровождаемых средне- и поздненеоплейстоценовыми оледенениями гор Армении.

Таким образом, на основании впервые полученных литофациальных, биостратиграфических и климатостратиграфических данных подтверждается существование в Армении двух ледниковых эпох – средненеоплейстоценовой и поздненеоплейстоценовой, и устанавливаются две стадии развития горных ледников в течение каждой эпохи, разделенные межстадиалами

Соотношения похолоданий и четвертичных оледенений Русской равнины, Большого Кавказа\* и гор Армении можно гипотетически представить следующим образом (табл.7):

эоплейстоцен – Русская равнина – похолодание; Большой Кавказ – чегемское горное оледенение; горы Армении – похолодание, плювиал;

ранний неоплейстоцен – Русская равнина – предокское время с несколькими потеплениями и похолоданиями, окское оледенение; Большой Кавказ – эльтюбинское горное оледенение; горы Армении – похолодание, плювиал;

средний неоплейстоцен – Русская равнина – лихвинское межледникование, днепровская ледниковая эпоха: днепровская стадия, одинцовский межстадиал, московская стадия; Большой Кавказ – терское горное оледенение с двумя максимальными стадиями

\* Оледенения и межледниковые Русской равнины и Большого Кавказа даны по книге “Стратиграфия СССР. Четвертичная система”. М.: Недра. Полутом 1, 1982. 443с. Полутом 2, 1984. 556с.

развития: I и II; горы Армении – средненеоплейстоценовое горное оледенение с двумя стадиями максимального развития, разделенными межстадиалом, с плювиальными условиями; поздний неоплейстоцен – Русская равнина – микулинское межледникование, валдайская ледниковая эпоха: ранневалдайское оледенение, средневалдайский мегаинтерстадиал; поздневалдайское оледенение; Большой Кавказ – безенгейское горное оледенение с двумя максимальными стадиями развития: I и II; горы Армении – поздненеоплейстоценовое горное оледенение с двумя стадиями максимального развития, разделенными межстадиалом, протекающими при плювиальных условиях.

Сопоставить установленные в плейстоцене ритмы изменений природных событий (климатолиты) Армении с изотопно-кислородной шкалой было бы нецелесообразно, потому что отсутствует строгая связь изотопных стадий океанических осадков с континентальными палеогеографическими событиями на материках, а для Армении нет достаточного количества точных датировок абсолютного возраста и палеомагнитных определений пород.

Геоархеологические исследования, выполненные в бассейне озера Севан у сел Геховит, показали, что здесь раскопанный многослойный археологический памятник Ал-Берд, верхние слои которого датируются культурой эпохи эллинизма, был погребен пирокластическим материалом последнего извержения вулкана Армаган, которое произошло около 2000 лет назад. Возможно, в это время извергались и многие молодые вулканы Центрально-Армянской вулканической зоны, возраст которых точно пока еще не установлен.

Важнейшие изменения природы Земли сформулированы и обоснованы К.К.Марковым (1960) в следующих основных положениях: повсеместность, направленность, ритмичность и местная индивидуальность.

В Армении по всеместны и были, прежде всего, разнообразные по форме и интенсивности неотектонические движения, начиная с конца миоцена до современности – сводовое воздымание мегантектиклиниория М.Кавказа, (дифференциальные движения отдельных горных блоков). Повсеместными были климатические изменения: потепление (аридизация) – межплювиальная эпоха, похолодание (увлажнение) – плювиальная эпоха; в отдельных регионах эти изменения имели местную индивидуальность, заключающуюся в некот-

орых различиях температур и увлажненности, и в этой связи – различиях ландшафтно-климатических обстановок.

Направленными в Армении были неотектонические и климатические процессы. Интенсивность неотектонических движений была продолжением возросшей тектонической активности, характерной для альпийского тектоногена, которая создала современную горную систему М.Кавказа. Климат Армении также менялся направленно и неповторимо – от средиземноморского в конце миоцена он похолодал прогрессивно, включая отдельные кратковременные эпохи потепления (аридизации) и новые периоды похолодания (увлажнения) в эоплейстоцене, а в среднем и позднем неоплейстоцене – эпохи горного оледенения. Направленно менялись ландшафты и вся биосфера Армении. Направленность природного процесса заключалась в его необратимости, а также в преобразовании всех компонентов природы в общем ходе его развития.

Ритмичность природного процесса плиоцене и четвертичного периода Армении, в первую очередь, четко выражена в развитии рельефа и осадконакоплении, которые были обусловлены ритмами неотектонических движений и климатических изменений. Последние обусловили ритмическое развитие ландшафтов. Изменения растительности выражались в расширении лесов во время похолодания и увлажнения и появлении на территории Армении чуждых ей в настоящее время видов растений. В этапы потепления и аридизации происходило сокращение площадей, а порой и выпадение лесных ценозов за счет развития степных и лесостепных ландшафтов.

Индивидуально стали развиваться межгорные впадины Армении, когда заполняющие их озерные водоемы в понте разобщились, а горные обрамления в результате дифференцированных тектонических движений приобрели различные очертания и абсолютные высоты. Интенсивность вреза рельефа и осадконакопления была различной, о чем свидетельствуют различные мощности одновозрастных отложений межгорных впадин.

Рельеф Армении стал формироваться около 9 млн. лет назад. С конца мэотиса и в понте возникли основные направления гидрографической сети и первая генерация межгорных впадин. Затем каждая из этих впадин развивалась индивидуально. Так, Ширакская впадина развивалась в пределах северо-западной окраины Центрально-

Армянской вулканической зоны, Севанская – в пределах центральной части Севано – Ширакской зоны. Обе впадины являются синклинальными структурными прогибами, наложенными на складчатые структуры верхнего мела-палеогена; Арааратская приурочена к центральной части Среднеараксинского олигоцен-миоценового прогиба и отличается большой сложностью и разнообразием; Воротан-Акеринские впадины развивались на стыке Севано-Акеринского офиолитового шва и Базумо-Капанской зоны.

Впадины имеют разные морфологические очертания: Ширакская – овальная, Севанская и Воротан-Акеринские дугообразно вытянуты к северу, Арааратская – асимметричная. В этих впадинах особое место занимают продукты верхний миоцен-четвертичного вулканизма, развитого в пределах Центрально-Армянской вулканической зоны. Они покрывают большую часть территории Армении и слагают обширные вулканические плато, нагорья, десятки и сотни различных вулканов, создающих своеобразный вулканический рельеф. Вулканические породы накапливались значительно быстрее, чем осадочные.

Озерное осадконакопление во впадинах, кроме Севанской, прекратилось в среднем неоплейстоцене. Формирование озерных толщ во впадинах происходило под влиянием трех основных факторов – лавовых запруд речных долин и в этих же местах тектонических поднятий, а также климатических условий, способствовавших достаточной увлажненности региона.

С дифференцированными тектоническими движениями связаны различные уровни дна впадин. Так дно Арааратской впадины находится на высоте 1000 м, Ширакской – 1500 м, Севанской – 1900 м, Воротан-Акеринских – от 1500 до 2200 м. Озерные отложения во впадинах залегают почти горизонтально, в отдельных частях Воротанских впадин слабо дислоцированы.

Эволюция климата и ландшафтов во впадинах, в целом, шла синхронно, с небольшими местными различиями, связанными с различным темпом подъема окружающих гор и прогибания дна впадин. Так, в настоящее время Арааратская впадина расположена в пределах от полупустынного природно-ландшафтного пояса до нивального, Ширакская и Севанская – от горно-степного до нивального, а Воротанские депрессии – в пределах горно-степного и альпийского поясов.

Можно заключить – становление основных особенностей современной природы Армении осуществлялось на протяжении 11-9 млн. лет, начиная с позднего миоцена. Суть процесса сводилась к тому, что на фоне длительного одностороннего развития, с постепенным похолоданием, происходили ритмичные (колебательные) изменения природной среды в целом и всех ее отдельных компонентов. Их развитие происходило как под влиянием местных (региональных), межрегиональных (влияние морского режима Понто-Каспийского бассейна в позднем миоцене, колебания уровня Каспийского моря в плиоцене и четвертичном периоде, четвертичные оледенения Русской равнины и Большого Кавказа), так и глобальных процессов. Одновременно происходило сводовое и дифференцированное поднятие мегантклиниория Малого Кавказа от низменности до высокогорья, формировались речная сеть и межгорные впадины, происходили эрозия и осадконакопление, а также активные вулканические процессы. Каждый из этих процессов имел разную длительность – короткопериодичную, среднепериодичную и долгопериодичную, для которых характерна была общая закономерность – все они, независимо от масштаба, представляли собой как последовательное чередование временных срезов со своеобразным развитием природных условий. С ними были связаны основные геоэкологические изменения в развитии ландшафтов. Основными определяющими факторами развития природной среды Армении, начиная с позднего миоцена до современной эпохи, явились неотектонические движения и климатические процессы, обусловившие цикличность процессов эрозии и седиментации.

Важнейшие изменения природных условий Армении в каменном веке – становление горных сооружений, формирование межгорных впадин, в особенности резкие колебания климата и вулканические процессы оказывали существенное влияние на становление современного человека, развитие его материальной культуры и изменения в хозяйственной деятельности общества.

Древнейший этап заселения связан с Джавахетским нагорьем (Дманисское плато), куда проникли ранние *Homo erectus*. Они обитали в условиях благоприятного (теплого) климата. Массовое заселение территории Армении эректусами, отмеченное многочисленными ашельскими памятниками, имело место уже в среднем неоплейстоцене. Затем население все больше нарастало в позднем

палеолите. Судя по климатическим показателям (табл.7) в плейстоцене имели место неоднократные изменения ландшафтно-климатических условий. Освоение людми пещер Армении было связано с одним из периодов ухудшения (похолодания) климата, а открытых стоянок – улучшения (потепления).

Таблица 7.

СХЕМА Межведомственного стратиграфического комитета России					СВОДНАЯ СХЕМА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО СОПРЯЖЕННОГО АНАЛИЗА ПРИРОДНЫХ			
Система	Отдел	Подотдел	Звено	Возраст млн. лет	Схема неоплейстоценовых оледенений и межледниковых Русской равнины	Трансгрессии и регрессии Каспийского моря	Эпохи оледенения Большого Кавказа	
1	2	3	4	5	6	7	8	
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ГОЛОЦЕН				Современное постледниковье		Современная	
ПЛЕЙСТОЦЕН				0.01		Каспийская послехвальянская трансгрессия)		
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН				0.02	Поздневалдайское оледенение	Современная регрессия (включая текущее повышение уровня)		
			Верхнее	0.25	Валдайская ледниковая эпоха	Новоаксланская трансгрессия		
				0.10	Средневалдайский мегаглациалии	Маньышлакская регрессия		
				0.11	Ранневалдайское оледенение			
					Микулинское межледниковые			
						Хвальянская трансгрессия		
						Поздняя стадия	Безенгийское II	
						Регрессия		
						Ранняя стадия	Безенгийское I	
						Регрессия (ательская)		
						Позднеказарская трансгрессия		
					Днепровская ледниковая эпоха	Черноярская регрессия	Терское II	
					Московская стадия			

## СОБЫТИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА АРМЕНИИ, КАСПИЙСКОГО МОРЯ, БОЛЬШОГО КАВКАЗА И РУССКОЙ РАВНИНЫ

АРМЕНИЯ				
Основные этапы формирования типов рельефа и эпохи горного оледенения		Крупные фазы тектонической активности (поднятие М. Кавказа). Седиментация	Средне-ирано-средиземноморские циклы	Основные ритмы климата и развития растительности
9	10	11		12
Высокогорный рельеф. Современные фирновые поля в вершинной части вулкана Арагац	Современная седиментация в озере Севан и в долинах речных систем Аракса и Куры	Х ЦИКЛ	Современный климат и растительность (несколько эпох потеплений и похолоданий)	1-12
Высокогорный рельеф. Полная дегляциация горного оледенения	Аллювиальная седиментация. Эрозия. Поднятие.		Семиаридный. Степи ксерофитные.	
Стадия II	Высокогорный рельеф. Горное оледенение Арагаца, Джавахетского, Гегамского, Варденинского, Крабахского нагорий. Плювиальная эпоха	Озерная седиментация.	Увлажненный. умеренно-континентальный. Хвойные леса с элементами широколистенных деревьев.	29
Межстадиал			Семигумидный (тепло-влажный). Широколистственные леса.	28
Стадия I			Увлажненный умеренно-континентальный. Хвойные леса с элементами широколистенных деревьев.	27
Высокогорный рельеф. Межплювиальная эпоха.	Аллювиальная седиментация. Эрозия. Поднятие.	IX ЦИКЛ	Семиаридный. Степи	26
Стадия II	Высокогорный рельеф. Горное оледенение Арагаца, Джавахетского, Гегамского, Варденинского, Крабахского нагорий. Плювиальная эпоха		Увлажненный умеренно-континентальный. Хвойно-широколистственные и мелколистственные леса.	25

Продолжение таблицы 7.

1	2	3	4	5	6	7	8
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ПЛЕЙСТОЦЕН	ЭЗОПЛЕЙСТОЦЕН	НЭОПЛЕЙСТОЦЕН	Среднее	0.15 Днепровская ледниковая эпоха 0.22 Одинцовский межстадиал 0.28 Днепровский стадиал 0.42 Лихвинское межледниковые	Раннехазарская (гюргянская) трансгрессия Сингильская регрессия	Терское I
				Нижнее	0.42 Окская ледниковая эпоха 0.80 Предокское время с несколькими эпохами потеплений и похолоданий	Бакинская трансгрессия Тюркянская регрессия	Эльтюбинское
				Верхнее	1.2	Апшеронская трансгрессия	Чегемское
				Нижнее	1.8	Поздняя	
						Ранняя	

Продолжение таблицы 7

	9	10	11	12	13
Межстадиал	Высокогорный рельеф. Горное оледенение Арагаца, Джавахетского, Гегамского, Варденинского, Карабахского нагорий. Плювиальная эпоха	Озерная седиментация	VIII ЦИКЛ	Семиаридный. Степи.	24
				Увлажненный умеренно-континентальный. Хвойно-широколистственные и мелколистственные леса.	23
Стадия I.				Семиаридный. Степи.	22
	Высокогорный рельеф. Межплювиальная эпоха	Аллювиальная седиментация. Эрозия. Поднятие.		Увлажненный умеренно-континентальный. Темно-хвойные, хвойно-широколистственные и мелколистственные леса.	21
Среднегорный рельеф. Плювиальная эпоха		Озерная седиментация	VII ЦИКЛ	Семиаридный. Степи.	20
				Семигумидный. Степи.	19
				Семиаридный. Лесостепи.	18
				Увлажненный умеренно-континентальный. Хвойно-широколистственные и мелколистственные леса.	17
Среднегорный рельеф. Плювиальная эпоха		Озерная седиментация	VI ЦИКЛ	Семиаридный. Степи, лесостепи.	16
				Семигумидный (умеренный). Лесостепи.	15
				Семиаридный. Степи.	14
				Семигумидный (тепло-умеренный). Смешанные леса.	13
Среднегорный рельеф		Аллювиальная седиментация	V ЦИКЛ	Семиаридный. Степи.	12

Региональная стратиграфическая схема и палеогеографические события позднего  
миоцена, плиоцена и четвертичного периода Армении

Таблица 8

Общая шкала					Свита	Подсвита, слои	Литология. Фауна	Крупные фазы тектонической активности-поднятия и эрозии рельефа. Седиментационные бассейны	Эрозионно-седиментационные циклы	Основные ритмы климата и развития растительности	Климатолиты
Система	Отдел	Региоярус (подотдел)	Региоподъярус (звено)	Время (млн. лет)							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Голоцен							Озерные и болотные отложения (до 35 м); Lymnaea, Planorbis, Valvata; II-I-ые террасы и поймы системы р. Аракс	Севанский озерный бассейн	X цикл	Современный климат и растительность	
										Семиаридный. Степи	1-12
				0.01			Валунные суглинки (морены) (10-60 м). Озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения (до 50м); V-III-ие террасы системы р. Аракс. Грубозернистый аллювий повышения речного стока р. Аракс: I и II фазы	Севанский, Памбакский озерные бассейны	IX цикл	Увлажненный умеренно-континентальный. Хвойные леса с элементами широколиственных деревьев.	29
										Семигумидный (тепло-влажный) Широколистственные леса	28
										Увлажненный умеренно-континентальный. Хвойные леса с элементами широколиственных деревьев	27

Продолжение таблицы 8.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Четвертичная	Плейстоцен	Неоплейстоцен								Семиаридный. Степи.	26
			Нижний	Средний	Арапатская. Анийская. Акнадашская	Арапатская. Арапатская. Ангехакотская	Валунные суглинки (морены) (до 50 м). Туфы среднолениннаканского типа (до 10м). Озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные отложения (до 100м); <i>Mammuthus trogontherii chosaricus</i> , <i>Palaeoloxodon antiquus</i> , <i>Dicerorhinus kirchbergensis</i> (= <i>merckii</i> ) Jaeg., <i>Camelus knoblochi</i> Nehr., <i>Dreissena diluvii</i> Abich. VIII-VI-ые террасы системы р. Аракс	Озерные бассейны: Ширакский, Арапатский, Севанский, Ангехакотский	VIII цикл	Увлажненный умеренно-континентальный. Хвойно-мелколистственные леса	25
			0.8	0.42	Нижнеараратская. Арзинные слои		Озерные и озерно-аллювиальные отложения (до 200 м); <i>Dreissena Micromelanica</i> ; <i>Megaloceros</i> Покровные базальты и андезито-базальты ( $K-Ar=0.7$ млн. лет). X-IX-ые террасы системы р. Аракс	Крупная эрозионная фаза. Поднятие.		Семиаридный. Степи	24
				0.11						Увлажненный умеренно-континентальный. Хвойно-широколистственные и мелколистственные леса	23
										Семиаридный. Степи, лесостепи	22
										Увлажненный умеренно-континентальный. Темно-хвойные, хвойно-широколистственные и мелколистственные леса	21
										Семиаридный. Степи	20
										Семигумидный. Лесостепи	19
										Семиаридный. Степи	18

*Продолжение таблицы 8.*

*Продолжение таблицы 8.*

*Продолжение таблицы 8.*

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Неогеновая											
Миоцен											
Сармат	Мэотис	Понт									
Верхний											
Разданская	Арцивакарская	Арцивакарская	Вохчабердская	Вохчабердская	5.3	Верхняя	Булканогенно-осадочные и вулканокластические породы (до 850м) (K-Ag=6.2 млн. лет)	Озерные бассейны: Ширакский, Арааратский, Севанский Поднятие	II цикл	Средиземноморской. Субтропические леса, приближающиеся к современным лесам предгорий Западного Кавказа (Новороссийский район)	3
11.2	Арцивакарская	Арцивакарская	Вохчабердская	Вохчабердская	7.0	Нижняя	Булканогенно-осадочные и озерные отложения (до 250м); Membranipora, Unio, Dreissena, Planorbis	Крупный озерный бассейн, отчлененный от Восточного Паратетиса Поднятие	I цикл	Средиземноморской. Субтропические леса, приближающиеся к современным лесам Южного берега Крыма	2
9.3							Морские отложения (до 800м). Mactra (Sarmatimactra) caspia; M.(S.) bulgarica, M.(S.) podolica, M.(S.) timida	Морской бассейн Восточного Паратетиса		Средиземноморской. Субтропические леса, приближающиеся к современным лесам Южной Европы и Северной Африки	1

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании обобщения материалов комплексных исследований в монографии обоснованы впервые разработанные следующие основные научные положения.

Установлены основные закономерности новейшей геологической истории, разработана новая региональная стратиграфическая схема и восстановлены палеогеографические события верхней части кайнозойской эратемы Армении (табл.7,8).

В позднем миоцене, плиоцене и плейстоцене Армении установлены и прослежены 29 крупных, а в голоцене – 12 дробных климатостратиграфических подразделений (климатолитов) которые по своему объему в большинстве случаев соответствуют био-, климато- и литостратиграфическим единицам или их частям, некоторые из них выделены в объеме свит, подсвит, слоев. Стратоны выделены по совокупности осадочных пород, признаки которых обусловлены ритмическими изменениями климата, зафиксированными в особенностях вещественного состава пород и ассоциаций остатков фауны и флоры, с учетом длительности формирования стратонов соответствующего ранга. Границами стратонов являются палеоклиматические рубежи, выраженные в изменении литологического состава отложений, в смене ассоциаций климатических и экологических индикаторов – фауны, флоры (в т.ч. диатомовых водорослей), геохимической среды и др. Стратоны территории Армении скоррелированы и спроектированы на общую шкалу.

С эпохи вовлечения территории Армении в континентальную стадию развития (конец сармата – начало мэотиса) выделены десять крупных эрозионно-седиментационных циклов: в конце сармата-мэотисе, в поинте, киммерии, акчагыле, эоплейстоцене (два), неоплейстоцене (три) и голоцене. Эти циклы происходили в очевидной зависимости, в первую очередь от тектонических поднятий и их относительной стабилизации, а также климатических колебаний. Каждый из этих циклов начинался крупной фазой тектонического поднятия региона, глубинной эрозией, аллювиальной седиментацией, за ней следовала новая фаза воздымания региона и эрозии. Установлена четкая закономерность: озерные отложения формировались в эпохи относительной тектонической стабилизации, похолодания, ув-

лажнения и облесения области, а аллювиальные – в эпохи активизации тектонических движений (поднятий), глубинной эрозии, потепления (аридизации), ксерофитного оstepнения. Существовала прямая зависимость эрозионно-седиментационных циклов четвертичного периода от изменений главного базиса эрозии – уровня Каспийского моря: трансгрессиям моря в Армении соответствовали эпохи похолоданий и увлажнений, а регрессиям – потеплений и аридизаций. В то же время важную роль играли изменения местного базиса эрозии в связи с локальными тектоническими поднятиями, вулканическими извержениями и излияниями лав.

Природный процесс на территории Армении, начиная с позднего сармата, протекал в рамках направленного общеклиматического похолодания, которое возрастало в четвертичном периоде. Похолодание прогрессировало от плиоцена к эоплейстоцену и неоплейстоцену: во второй половине киммерия, в конце этапов акчагыла, апшерона, раннего, среднего и позднего неоплейстоцена. Эоплейстоценовое похолодание коррелируется с эпохой похолодания Русской равнины. Ранненеоплейстоценовое похолодание могло быть связано с окской ледниковой эпохой Русской равнины. Для среднего и позднего неоплейстоцена Армении установлены две стадии похолоданий и увлажнений, разделенные потеплениями, а также две стадии развития горных ледников, разделенные межстадиалами. Фазы активизации речного стока и формирования грубообломочного аллювия были подчинены динамике снеговой границы во время развития двух стадий оледенения. Эти стадии могли быть связаны с двумя стадиями покровных оледенений Русской равнины – днепровской и валдайской.

Таким образом, главная суть природного процесса на территории Армении на протяжении последних 11 млн. лет заключается в том, что на фоне длительного одностороннего развития, сводившегося к постепенному похолоданию, происходили ритмические изменения природной среды в целом и во всех ее отдельных компонентах. Природный процесс на всей территории области отражался синхронно в региональном и межрегиональном масштабах и одновременно подчинялся законам повсеместности, направленности, ритмичности, местной (региональной) индивидуальности.

Разработанные научные положения и новая схема новейшей геологической истории Армении могут быть использованы для

качественного проведения геологического картирования различных масштабов, для обоснования, оценки и поисков ряда полезных ископаемых (строительные материалы, пресные воды, россыпные месторождения и т.п.), для неотектонического, геодинамического и микросейсмического районирования, для инженерно – геологического обоснования строительных объектов, а также могут способствовать решению некоторых экологических аспектов ландшафтно-климатического прогноза будущего.

## ЛИТЕРАТУРА

**Абрамова Т.А.** Изменения увлажненности Каспийского региона в голоцене по палинологическим данным. В кн.: Колебания увлажненности Арабо-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С.71-74.

**Абрамова Т.А.** Ритмика спорово-пыльцевых спектров четвертичных отложений Западного побережья Каспийского моря. В сб.: Вопросы географии. Сб. 119. Морские берега. М.: Мысль, 1982. С.32-39.

**Авакян Л.А.** Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959.71 с.

**Авакян Л.А., Алексеева Л.И.** Первая находка палеолоксодонтного слона в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1966. Т. 19. №1-2.С.3-8.

**Авакян Т.А.** Диатомиты Сисианского месторождения Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1974. 154 с.

**Агаджанян А.К., Мелик-Адамян Г.У.** Мелкие млекопитающие раннего плейстоцена Ширакской котловины Армении. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1985, №54. С. 91-100.

**Агаджанян А.К., Саядян Ю.В.** Найдены остатков мелких млекопитающих в плио-плейстоценовых отложениях Армении. В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983. С. 102-105.

**Агамалиян В.А.** Кристаллический фундамент Армении. Автор-еф. дисс. доктора геол. наук. Ереван, 1998. 35 с.

**Айрапетян Т.А.** Новые данные о фауне плейстоцена Армении. ДАН АрмССР, 1976. Т. LXII, № 5. С. 295-300.

**Акопян В.Т.** Меловая система. В кн: Геология СССР. Т. XLIII. Армянская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. С. 90.

**Акрамовский Н.Н.** Ископаемые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Ленинакана. Изв. АН Арм ССР. Сер. геол.-геогр. наук., 1956. С. 81-90.

**Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А., Гладенкова Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Шик С.М.** Об стратиграфической шкале

четвертичной системы. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.5. №5. 1997. С.105-108.

**Алексеева Л.И.** Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. Труды ГИН АН ССР. Вып. 300. М.: Наука, 1977. 214 с.

**Алешинская З.В., Саядян Ю.В.** Фауна и флора времени проживания древнепалеолитического человека, открытого в Ереване. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983. С.34-39.

**Алиев С.Д.** Фауна Азыхской палеолитической стоянки. Автореф. дисс. канд. истор. наук. Баку, 1969. С.25.

**Арзуманян С.К.** Геологическое строение Араатской котловины и сопредельных с ней районов и перспективы нефтегазоносности. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Ереван, 1962. 25 с.

**Асланян А.Т.** К вопросу о происхождении оз. Севан. Изв. АН АрмССР. Сер. естеств. наук, 1947, № 8. С.39-44.

**Асланян А.Т.** К истории происхождения Араатской котловины. ДАН АрмССР. Т. XI. №1, 1949. С.29-34.

**Асланян А.Т.** Основные черты постлемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сборник научных трудов Ереванского политехнического института. № 8. Ереван: Изд. Ереванского университета. 1954. С.3-12.

**Асланян А.Т.** Об открытии нижнего палеолита в Ленинаканской котловине и его геологическое значение. В сб.: Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956. С. 14-19.

**Асланян А.Т.** Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.

**Асланян А.Т.** Туфы-туфолавы (игнимбриты). В кн.: Геология СССР. Т.XLIII. Армянская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. С.220-225.

**Асланян А. Т.** Проблема происхождения озера Севан в свете современных данных. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979, № 3. С. 3-10.

**Асланян А.Т., Бальян С.П.** Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXVIII. 1953. Вып. 6. С. 28-36.

**Асланян А.Т., Саядян Ю.В.** К вопросу о границе между неогеном и четвертичной системой. В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 113-130.

**Асланян А.Т., Минасян Дж.О., Саядян Ю.В.** Палеомагнитная характеристика вулканических пород и озерных отложений района селения Нурнус. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983. С. 40-44.

**Асланян А.Т., Саядян Ю.В., Харитонов В.М., Якимов В.П.** Открытие черепа древнего человека в Ереване. Вопросы антропологии, 1979, №60. С. 38-51.

**Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Габуния Л.К., Рубинштейн М.М., Схиртладзе Н.И.** Радиометрические возраста неогеновых вулканогенных образований Грузинской ССР, Армянской ССР и части Нахичеванской АССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. Т. XXXV. 1982, № 1. С. 3-24.

**Асланян С.А., Беляева Е.В., Колпаков Е.М., Любин В.П., Саркисян Г.М., Суворов А.В.** Работы Армяно – Российской археологической экспедиции в 2003 – 2006 гг. Заметки Института истории материальной культуры РАН, № 2. С-Петербург, 2007. С.142-154.

**Асратян В.П., Саркисян О.А., Саядян Ю.В., Мовсесян М.А.** Строение и условия формирования вохчабердской вулканогенно-осадочной свиты в пределах Армянской ССР. Ученые записки Ереванского Госуниверситета. Естественные науки. 3(139). Ереван, 1978. С. 99-108.

**Атлас Азербайджанской ССР.** Подготовлен к изданию Институтом географии Академии наук Азербайджанской ССР. Баку-Москва: Изд. ГУГК Гос. геол. ком. СССР. 1963. С. 13.

**Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х.** Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985. 291 с.

**Бадалян Р., Аветисян П., Ломбард П., Шатенъе К.** Поселение Араташен (неолитический памятник в Арагатской равнине). Հիմնական մշակույթը: XIII: Նյութեր հանրապետական գիտական նույտաշրջանի: Երևան՝ Մուղնի հրատարակչություն: 2005, էջ՝ 34-41:

**Балог Кадош, Багдасарян Г.П., Карепетян К. И., Печкан Золтан, Арва-Шаш Ержебет, Гукасян Р.Х.** Первые K-Ag изотопные датировки верхнеплиоценовых и четвертичных вулканических пород Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, № 2. С .25-35.

**Бальян С.П.** Массив Арагац. Гегамское нагорье. Древнее оледенение. В.кн.: Геология Армянской ССР. Т.1. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962. С.187-192, 210-212. .

**Бальян С.П.** Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд. Ереванского Госуниверситета, 1969. 390 с.

**Бальян С.П., Бошнагян П.С.** Палеогеография и гидрология бассейна озера Севан. В сб.: Вопросы геологии Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. С. 37-48.

**Бальян С.П., Думитрашко Н.В.** Древнее оледенение. В кн.: Геология Армянской ССР. Т.І. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962. С. 416-429.

**Бегларян Г.В.** Обработка земледельческих продуктов в средневековой Армении. Автореф. дисс. канд. истор. наук. Ереван, 1998. 20с.

**Беляева Е.И.** Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР. Труды ПИН АН СССР. Т. XV. Вып.3. М., 1948. С.36-104.

**Берг Л.С.** Природа СССР. М.: Гос. изд. географ. литературы, 1955. 494 с.

**Богачев В.В.** О возрасте отложений с *Dreissensia diluvii* Abich в Закавказье. Записки СПб минерал. общества. Части XLV, проток. 1907. С. 22-25.

**Богачев В.В.** Фауна диатомитовых плиоценовых отложений в Закавказье. Баку: Труды Азерб. ФАН СССР. Сер. геол. Т. 9. №39, 1938. С. 84-89.

**Богачев В.В.** Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев: Изд. АН Украинской ССР, 1961. 403 с.

**Вангенгейм Э.А., Жегалло В. И.** Непарнопальые. В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982. С. 317-326.

**Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С.** Обзор фаунистических комплексов и фауны территории СССР. В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982. С. 267-279.

**Варданян А.А.** Оценка пригодности осадков разреза Арапи для изучения тонкой структуры магнитного поля. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1985, № 3. С. 74-78.

**Варданян А. А., Кирьянов В.В., Кочегура В. В., Нечаева Т. Б., Саядян Ю.В.** Вековые вариации магнитного поля Земли по голоценовым отложениям озера Севан. В кн.: Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985. С. 68-86.

**Варданянц Л.А.** О происхождении озера Севан. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1948, а. 28 с.

**Варданянц Л.А.** Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1948, б. 82 с.

**Веклич М.Ф.** Основы палеоландшафтоведения. Киев.: Наукова Думка, 1990. 191 с.

**Величко А.А., Антонов Г.В., Зеликсон Э.М., Маркова А.К., Моносзон М.Х., Морозова Т.Д., Певзнер М.А., Сулайманов М.Б., Халчева Т.А.** Палеогеография стоянки Азы - древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР. Изв. АН СССР. Серия географическая. 1980, №3. С. 20-35.

**Влодавец В.И.** Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 339 с.

**Воларович П.Е.** Геологические исследования в Кубинском уезде в 1902-1903 гг. Изв. Геолком. Т. ХХIII, 1904, № 4. С. 265-289.

**Вронский В.А.** Голоценовая история Каспийского моря по палинологическим данным. В сб.: Колебания увлажненности Арапо-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 74-79.

**Вронский В.А.** Стратиграфия и палеогеография Каспийского моря в голоцене. Изв. АН СССР. Серия геолог., 1987, № 2. С. 73-82.

**Габриелян А.А.** Новые данные по колебаниям уровня озера Севан. Изв. АН АрмССР. Естеств. науки., 1944, № 5-6. С. 91-101.

**Габриелян А.А.** Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959. 185 с.

**Габриелян А.А.** Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. 299 с.

**Габриелян А.А.** Разданская свита. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген. Неоген. Четвертичная система. Л.: Недра, 1982. С. 356.

**Габриелян А.А., Думитрашко Н.В.** История развития рельефа. Геология Армянской ССР. Т. I. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962. С. 473-514.

**Габриелян А.А., Тахтаджян А.Л.** К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района Арм ССР. ДАН АрмССР, № 1-2. 1944. С. 27-29.

**Габриелян А.А., Асратян В.П., Назарян А.Н.** К стратиграфии и тектонике сарыкаинской толщи бассейна озера Севан. Сборник научных трудов Ереванского политехнического института. № 8. Ереван: Изд. Ереванского университета. 1954. С. 37-49.

**Габриелян А.А., Саакян Н.А., Бубикян С.А.** Приереванский район. Геология Армянской ССР. Т. II. Стратиграфия. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. С. 343-358.

**Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского Госуниверситета., 1981. 283 с.

**Габриелян А.А., Исаханян Д.П., Адамян А.И., Бальян С.П.** К стратиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского

нагорья. Научные труды Ереванского Госуниверситета. Т.52. Вып.2. С.3-23.

**Габриелян И.Г.** Плиоцен-плейстоценовые флоры бассейна реки Воротан (Юго-Восточная Армения). Автореф. дисс. канд. биолог. наук. Ереван, 1994. 20с.

**Габриелян И., Гаспарян Б., Манасарян Н., Мирзоян Л.** Новое палеозоологическое местонахождение Уйц-2. Культура древней Армении. Т.ХIII.Мат-лы республиканской научной сессии. Ереван: Изд. Мугни, 2005. С. 5-11.

**Габуния Л.К.** К истории гиппарионов. М.: Изд. АН СССР, 1959. 570 с.

**Габуния Л.К., Векуа А.М. Лордкипанидзе Д.О.** Расселение ранних гоминид на территории Закавказья. Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тез.докл. С-Петербург: ВСЕГЕИ. 1998. С. 253-254.

**Габуния М.К.** Человек древнекаменного века на Джавахетском плоскогорье и среда его обитания. Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тез. Докл.. С-Петербург: ВСЕГЕИ. 1998. С. 254.

**Гаврилов М.Д.** Основные черты рельефа и четвертичной тектоники Куринской впадины (в пределах Азербайджанской ССР). В кн.: Структурно-морфологические исследования в Прикаспии. Сборник материалов КЮГЭ. Вып.7. Гостоптехиздат, 1962. С. 212-227.

**Гагинян Р.Х.** Палеогеоморфология погребенных под лавами долин Сюникского вулканического нагорья. Ученые записки Ереванского Госуниверситета., 1984, № 2. С. 137-143.

**Гаджиев Д.В., Гусейнов М.М., Мамедов А.В., Ширинов Н.Ш.** Краткие результаты комплексных исследований Азыхской древнепалеолитической стоянки. Изв. АН АзерССР, Науки о Земле, 1979. №3. С. 10-16.

**Гамбарян П.П.** Геолого-петрографический очерк района средней Занги. В кн.: Бассейн Занги. Труды СОПС АН СССР. Часть II. Серия Закавказье. Вып. 10. Л., 1934,а. С.1-70.

**Гамбарян П.П.** Нурнусское месторождение диатомитов. Сб. научн-исследовательских трудов НИС (НКТИ при СМ ССР Армения), №1. Ереван, 1934, б. С.5-33.

**Гарутт В.Е., Вангенгейм Э.А.** Хоботные. В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982. С. 311-317.

**Гаспарян Б., Нагапетян С., Саркисян Г., Габриелян И.** Каменный век Таширского плато. Հին Հայաստանի մշակույթը: XIII: Հանրապետական գիտական նախադրչան: Զեկույցների հիմնադրույթներ: Երևան, 2005, էջ՝ 17-27:

**Геология Севана** (сборник статей). Сатиан М.А., Чилингарян Г.В. (ред.). Ереван, 1994. 181с.

**Головенкина Н.И.** Интересные и редкие диатомовые водоросли из неогеновых континентальных отложений Сисианского района Армянской ССР. В кн.: Новости систематики низших растений. Л.-М.: Наука, 1967. С.38-46.

**Головенкина Н.И.** Микроскопические исследования диатомитов Сисианского района Армянской ССР. Вестник ЛГУ. Ботаника. 1977. №3. С. 18-21.

**Горецкий Г.И.** О возрастных и пространственных соотношениях антропогеновых террас р.Кубани. Труды Комиссии по изуч. четвертичного периода. Т. XIX. М.: Наука, 1962. С.194-222.

**Гохтуни Н.Г.** Новые данные о сисианской ископаемой флоре (Армения). Биологический журнал Армении. Т. 40. 1987, № 6. С. 500-503.

**Гричук В.П.** К проблеме колебаний увлажненности бассейна Каспийского моря в позднем голоцене. В сб.: Колебания увлажненности Арабо-Каспийского региона в голоцене. М.:Наука, 1980. С. 61-70.

**Гусейнов М.М.** Древний палеолит Азербайджана. Баку: Изд. Элм. 1985. 72 с.

**Демехин А.П.** О находках обсидиановых орудий палеолитического типа в Армении. В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР.1956. С.11-13.

**Дуброво И.А.** Фаунистические комплексы крупных млекопитающих плейстоцена Центральной России. В сб.: Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 68-76.

**Думитрашко Н.В.** Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце. Труды Института географии АН СССР. Вып. 47. Мат-лы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 1950, №4. С.77-91.

**Думитрашко Н.В.** Кавказ. В сб.: Горные страны Европейской части СССР и Кавказа. М.: Наука, 1974. С. 90-226.

**Думитрашко Н.В.** О древнем оледенении Малого Кавказа. Труды Института географии АН СССР. Вып. 43, 1949. С.33-52.

**Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., Бальян С.П., Саядян Ю.В.** Древнее оледенение Кавказа. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1977. С. 26-34.

**Ерицян Б.Г., Семенов С.А.** Новая нижнепалеолитическая пещера "Ереван". Краткие сообщения Института археологии АН СССР. Вып. 126, 1971. С. 32-35.

**Ефремова А.Г.** Аналоги продуктивной толщи на территории Западного Азербайджана и Восточной Грузии. Труды ВНИИГаз. Вып.31-32. 1971. С.243-248.

**Жузе А.П.** Кремнистые осадки в современных и древних озерах. В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. 346 с.

**Заклинская Е.Д.** Материалы к истории флоры и растительности палеогена Северного Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья. Труды ГИН АН СССР. Вып. 141. М.: Наука. 1953, №58. С.34-69.

**Замятин С.Н.** Находки нижнего палеолита в Армении. Изв.АН АрмССР. Общественные науки, 1947, № 1. С.15-25.

**Заррина Е.П., Краснов И.И.** Европейская часть СССР. Ледниковая область. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом II. М.: Недра, 1984. С. 12-95.

**Зографян Л.Н.** Древнее оледенение. В кн.: Геология Армянской ССР. Т.1. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962. С. 317-320.

- Зубаков В.А.** Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 223с.
- Игнатьева Л.А.** Литология сисианской диатомитовой свиты в неогене Армении. Бюлл.МОИП. Отд. геологии. Т.42. Вып. 4.1967. С.67-80.
- Ильина Л.Б., Невесская Л.А., Парамонова Н.П.** Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. М.: Наука, 1976. 288 с.
- Исаханян Д.П.** О возрасте горисской толщи Западно-Карабахского вулканического нагорья. Научн. Труды Ереванского Госуниверситета. Т.52. Серия геологическая, 1955. С.25-31.
- Казакова Н.М.** Древние отложения бассейна озера Севан (петрографо-минералогическая характеристика). Труды Института географии АН СССР. Вып.51, 1952. С.81-118.
- Казакова Н.М.** К вопросу о происхождении оз.Севан. Труды Института географии АН СССР. Мат-лы по геоморфологии и палеогеографии СССР.Т.65. Вып.14. 1955. С.135-146.
- Каплин П.А., Свиточ А.А.** Сопряженный метод изучения и корреляции опорных разрезов новейших отложений. В кн.: Руководство по изучению новейших отложений. М.: Изд. МГУ,1987. С. 205-222.
- Каракаш Н.И.** Новые данные об остатках мамонтов на Малом Кавказе. Дневник X съезда естествоиспытателей и врачей, №7, 1898.
- Карапетян К.И.** Об оледенении Гегамского нагорья. В сб. Вопросы геологии Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. С. 15-22.
- Карапетян К.И.** Вулканы Гегамского нагорья. В кн.: Новейший вулканализм некоторых районов Армянской ССР. Соавтор книги: А.А.Адамян. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973. С. 5-62.
- Карапетян К.И.** Об использовании данных археологии при стратиграфическом расчленении четвертичных вулканитов Армянской ССР. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении.Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983,а. С. 85-94.

**Карапетян К. И.** О зарождении знаний геологического характера (на примере каменного века территории Армянской ССР). В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, б. С.75-84.

**Карапетян К.И., Солововников Г.М.** Новые данные о возрасте и стратиграфии игнимбритов Армянской ССР. Изв.АН АрмССР. Науки о Земле. Т.XI. 1987, №2. С. 24-30.

**Карапетян С.Г.** К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Изв. АН АрмССР.Науки о Земле. 1968, №12.С.60-72.

**Караканян А., Джрабашян Р., Трифонов В., Филип Э., Аракелян С., Авагян А., Багдасарян А., Давтян В.** Активные вулканы и вулканическая опасность на территории Армянского нагорья и сопредельных областей. Изв. НАН РА.Науки о Земле. LVII. 2004, №1. С 3-24.

**Карцев А.А.** Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Гос. Науч.-тех. нефтяной и горно-топливной литературы. 1953. 350 с.

**Катченков С.М.** Малые химические элементы в осадочных породах и нефти. Труды ВНИГРИ. Вып.143. М.: Гостоптехиздат, 1959. 271с.

**Кенигссон Л.-К.** Хроностратиграфическое подразделение голоцен. 27-ой Международный геологический конгресс. Стратиграфия. Секция С.01. Доклады. Т.1. Москва, 1984. С. 52-57.

**Киреев И.А.** Гидрографические работы на озере Севан. Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна.Часть V. Л., 1933. 130 с.

**Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород.** Изд. ЦК КП Грузии, 1970. 262 с.

**Кожевников А.В.** Антропоген гор и предгорий. М.: Недра, 1985. 180 с.

**Кожевникова А.В., Кожевникова В.Н., Саядян Ю.В.** К истории формирования Арагатской котловины. Вестник МГУ. Геология. 1973, № 1. С. 24-41.

**Кожевников А.В., Милановский Е.Е.** Кавказ. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. II-ой полутом М.: Недра, 1984. С. 158-193.

**Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В.** Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван-Ленинград: Изд. АН АрмССР, 1977. 82 с.

**Комаров А.Н., Сквородкин Н.В., Карапеян С.Г.** Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. Геохимия, № 6. 1972, С.693-698.

**Криштофович А.Н.** Плиоценовая флора диатомовых отложений Базарчая. Плиоценовая флора диатомитовых отложений Базарчая. Ботанический журнал, 1939, №5-6. С.369-382.

**Кузнецов С.С.** Вопросы геоморфологии Закавказия. Геология СССР. Т.10. Закавказье. Ч.1. Геологическое описание. М.: Госгеолиздат, 1941. С.529-546.

**Лебедева Н.А.** Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978, 135 с.

**Леонтьев Л.Н., Хайн В.Е.** О возрасте молодых вулканогенных толщ Карабахского плато. ДАН АзерБССР. Т. III. 1947, № 3. С.110-113.

**Лисицина Н.А.** Вынос химических элементов при выветривании основных пород. Труды ГИН АН СССР.Вып.231. М.: Наука, 1973. 225 с.

**Личков Б.Л.** К характеристике геоморфологии и стратиграфии Арагата. В кн.: Алагез – потухший вулкан Армянского нагорья. Л.: Труды СОПС СССР. Серия Закавказская. Т.1. Вып.3. 1931. С.1-113.

**Любин В.П.** Верхнеашельская мастерская Джрабер. Краткие сообщения Института археологии АН СССР. Вып.82, 1961. С. 59-67.

**Любин В.П.** Ранний палеолит Кавказа. В кн.: Палеолит СССР. М.: Наука, 1984. С. 45-93.

**Любин В.П.** Нижний палеолит. В кн.:Палеолит Кавказа и Северной Азии. Л.: Наука, 1989. С. 45-83.

**Любин В.П.** Азыхская пещера. В кн.: Любин В.П. – Ашельская эпоха на Кавказе. Труды Института истории материальной культуры РАН. Т. 47. Палеолит Кавказа. Книга 1. С-Петербург, 1998. С. 18-44.

**Любин В.П., Беляева Е.В.** Стоянка HOMO ERECTUS в пещере Кударо I (Центральный Кавказ). Труды Института истории материальной культуры РАН. Т. XIII. С-Петербург, 2004. С. 250-259.

**Любин В.П., Беляева Е.В.** Ранняя преистория Кавказа. Труды Института истории материальной культуры РАН. Т. XXII. С-Петербург, 2006. 107 с.

**Майсурадзе Г.М.** Проблемы хроностратиграфии вулканогенных образований антропогена в Южной Грузии. Всеросс. совещ. “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в ХХI веке”. Тез. докл. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. С. 36.

**Малеев Е.Ф.** Вулканиты. М.: Недра, 1980. 240 с.

**Маркова А.К.** Микротериофауна из палеолитической пещерной стоянки Азых. Палеонтологический сборник. Т. 19. М., 1982. С. 14-28.

**Марков К.К.** Палеогеография. М.: Изд. МГУ, 1960. 267 с.

**Марков К.К.** Кавказ. В кн.: Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Т. I. М.: Изд. МГУ, 1965. С. 306-320.

**Марков К.К., Зорин Л.В.** Изучение опорных разрезов новейших отложений. Советская геология. М., 1967, №1. С. 148-152.

**Марков К.К., Каплин П.А., Свиточ А.А.** Сопряженный палеогеографический анализ. В кн.: Географические исследования в МГУ. М.: Изд. МГУ, 1976. С. 12-21.

**Меладзе Г.К.** Обзор гиппарионовой фауны Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1985. 92 с.

**Межлумян С.К.** Голоценовая фауна млекопитающих Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1988. 184 с.

**Мелик-Адамян Г.У.** Стратиграфия и палеогеография плиоцена и нижнего неоплейстоцена Центральной и Северо-Западной Армении на основании фауны наземных позвоночных. Автореф. дисс. канд. геолог. наук. Ереван., 2003. 29 с.

**Мелекесцев И.В., Караева Т.С., Брайцева О.А.** Почвенно-пирокластический чехол и его значение для тифро-хронологического метода. В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969. С. 61-70.

**Мидян А.Г., Микаелян Л.Е., Мнацаканян А.Д.** Антропогенные экскурсии в Армянской ССР. Сборник научных трудов Ереванского политехнического института. Серия 18. Вып.3, 1976. С.172-179.

**Милановский Е.Е.** Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР. Серия геолог. 1952, № 4. С. 110-119.

**Милановский Е.Е.** История формирования Севанской впадины в свете представлений о неотектонике Малого Кавказа. Труды IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1957. С. 120-140.

**Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1960, а; № 5. С. 5-61.

**Милановский Е.Е.** О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа. ДАН СССР. Т. 130. 1960, б; № 1. С.158-161.

**Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. В кн.: Геология Армянской ССР. Том I. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, а. С. 430-472.

**Милановский Е.Е.** Памбакская долина. В кн.: Геология Армянской ССР. Т.1. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, б. С.104-115.

**Милановский Е.Е.** Севанская котловина. В кн.: Геология Армянской ССР. Т.1. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, в. С. 133-135.

**Милановский Е.Е.** О верхнеплиоценовом оледенении Центрального Кавказа. Инф. сборник о работах по МГГ, № 10. Международн. совещ. при географ. факультете МГУ и ИГ АН СССР по изучению оледенения Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1964. С.9-43.

**Милановский Е.Е.** Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд. МГУ, 1966. С.5-49.

**Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

**Милановский Е.Е.** Происхождение и этапы формирования озерной котловины. В сб.: История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л.: Наука, 1991. С. 13-20.

**Милановский Е.Е., Хайн В.Е.** Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963. 371 с.

**Минасян Дж., Карабахян А.К.** Геомагнитное поле Армении в кайнозое. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986. 169 с.

**Мирзоян Л., Габриелян И., Бадалян Р.** Палеоэтноботанические материалы Ором (эпоха поздней бронзы – железа). Հիմ Հայաստանի մշակույթը: XI: Համբարձելուկան գիտական հատաշրջան: Գեկույցների հիմնադրույթներ: Երևան, 1998, էջ՝ 47-49:

**Миримаян Х.П.** Черноземы Армении. М.-Л: Изд. АН СССР, 1940. 290 с.

**Мирчинк Г.Ф.** Корреляция четвертичных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Всес. геогр. об-ва. №2. 1928. С.327-359.

**Мкртчян К.А.** К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р.Памбак. В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1956. С. 65-73.

**Мкртчян К.А.** О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, Т. XI. № 4, 1958. С.77-82.

**Назарян А.Н.** Вулканогенные породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р.Раздан. Изв. АН Арм ССР. Сер. геолог. и географ. наук. 1962, № 5. С. 19-33.

**Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Хондкариан С.О.** О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.11. 2003, №2. С. 3-26.

**Нейштад М.И.** К вопросу о некоторых понятиях и разделении голоцена. В сб.: Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985. С. 20-27.

**Нефедьева Е.А.** Агмаганское вулканическое нагорье (краткий геоморфологический и палеогеографический очерк). Труды Института географии АН СССР. Вып.47. 1950. С.92-102.

**Николаев Н.И.** Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491с.

**Ниорадзе М.Г., Ниорадзе Г.Н.** Ранний палеолит Грузии (по материалам стоянки ранних гоминид в Дманиси). Ранний палеолит Евразии: новые открытия. Мат-лы Международной конференции, Краснодар – Темрюк. Ростов-на-Дону. 2008. С. 89-91.

**Оганесян Дж.А.** Некоторые вопросы тектоники Ааратской котловины в связи с проблемой нефтегазоносности. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1970, № 2. С. 3-12.

**Палибин И.В.** Материалы к третичной флоре Армении. Сборник, посвященный 70-летию со дня рождения и 45-летию научн. деятельности академика В.Л.Комарова. М.-Л., 1939. С.607-630.

**Паничкина М.З.** К вопросу о верхнем палеолите в Армении. Изв. АН АрмССР. Общественные науки. 1948, № 7. С. 67-69.

**Паничкина М.З.** Палеолит Армении. Л.: Изд. Гос. Эрмитажа, 1950. 108 с.

**Паничкина М.З.** Шельский комплекс древней палеолитического местонахождения Сатани-Дар. В кн.: Мат-лы и исследования по археологии СССР. №39. М.-Л.: Изд.АН СССР. (Палеолит и неолит СССР. Т.2.). 1953. С.9-38.

**Паффенгольц К.Н.** Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Всеросс.минерал. общества. Серия 2. Ч.60. Вып.2. 1931. С. 237-259.

**Паффенгольц К.Н.** Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический и гидрогеологический очерк. Труды Всесоюз. геол.-развед. обн. НКТИ СССР. Вып. 219. 1934. С.105.

**Паффенгольц К.Н.** О возрасте Герюсинской толщи. Советская геология, № 9, 1940. С.109-110.

**Паффенгольц К.Н.** Геология Армении. М.-Л.: Госгеолиздат, 1948. 895 с.

**Паффенгольц К.Н.** О происхождении Севана (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1950, № 1. С.125-137.

**Паффенгольц К.Н.** Постплиоцен. В кн.: Геология Армянской ССР. Т.II. Стратиграфия. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. С.382-414.

**Паффенгольц К.Н., Тер-Месропян Г.Т.** Арагац. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. 79 с.

**Пашалы Н.В., Сулейманов Д.М.,** Литологические особенности и возраст акеринской, сисианской и герюсинской свит юго-восточного склона Малого Кавказа. ДАН СССР. Т.213, № 5, 1973. С.1151-1154.

**Пашалы Н.В., Сулейманов Д.М., Сандлер Г.Д.** Фациальные особенности плиоцен-четвертичных вулканогенно-осадочных отложений юго-восточного погружения Малого Кавказа. Литология и полезные ископаемые, № 5, 1973. С. 91-96.

**Порецкий В.С.** Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР. В кн.: Диатомовый сборник. Л.: Изд. ЛГУ, 1953. С. 13-54.

**Пустовалов И.Ф.** О возрасте галечников Кусарской наклонной равнины. В кн.: Гидрогеология. Мат-лы ЦНИГРИ. Сборник № 3. Москва-Грозный-Новосибирск, 1934. С. 26-33.

**Пустовалов И.Ф.** Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. Л.-М.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 83, 1936. 78 с.

**Рейнгард А.Л.** К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа. ДАН СССР. Серия А. Вып.19, 1927. С.319-323.

**Рейнгард А.Л.** Следы древних ледников на Арагаце. Природа, № 3, 1939. С.65-67.

**Ренгартен В.П.** История долины Ассы на Северном Кавказе. Изв. Русск. геогр. общества. Т.57. Вып.2, 1925.

**Радопуло Л.М.** Новые данные по сармату Армении. ДАН АрмССР. Т.10. № 2, 1949. С.93-96.

**Радопуло Л.М.** Сарматские пластинчатожаберные Армении. Научные труды Ереванского Госуниверситета. Т.59. 1957. С.3-29.

**Ронов А.Б., Хлебников З.В.** Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия, №6, 1957. С.449-459.

**Сардарян С.А.** Палеолит Армении. Ереван: Изд.АН Арм ССР, 1954. 185 с.

**Саркисян О.А.** Палеоген Севано-Ширакского синклиниория. Ереван: Изд. Митк, 1966. 176 с.

**Саркисян О.А.** Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиниория (Малый Кавказ). Автореф. дисс. доктора геол.- мин. наук. Ереван. 1973. 53 с.

**Саркисян О.А.** Октемберянская свита. Стратиграфический словарь. Палеоген. Неоген. Четвертичная система. Л.: Недра, 1982. С.323.

**Саркисян С.Г.** Петрографо-минералогические исследования бассейна озера Севан. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1962. 154 с.

**Саядян Ю.В.** Погребенные почвы Ширакской котловины. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле. 1968, № 1-2. С. 145-158.

**Саядян Ю.В.** Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1969, №3. С. 15-25.

**Саядян Ю.В.** О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих Ленинаканского фаунистического комплекса (Армения). Бюлл.Комиссии по изуч. четвертичного периода, № 37, 1970. С. 45-53.

**Саядян Ю.В.** Археологические памятники и история озера Севан. В сб.: История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арап. Л.: Наука.1991. С. 31-37.

**Саядян Ю.В.** Природная среда и человек в бассейне озера Севан в среднем и позднем голоцене. Известия Русского географического общества. С-Петербург.:Наука, вып.4, 1999. С. 55-66.

**Саядян Ю.В.** Колебания береговой линии озера Севан в голоцене (Армения). Известия Русского географического общества. С-Петербург: Наука, вып.3, 2000. С. 37-47.

**Саядян Ю.В.** Опорные стратиграфические разрезы верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Республики Армения. ДАН РАН. Т.407. 2006,а, №2. С. 221-223.

**Саядян Ю.В.** Региональная стратиграфическая схема и палеогеографические события верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Республики Армения. ДАН РАН. Т.407. 2006,б; №1. С. 75-78.

**Саядян Ю.В., Алешинская З.В.** Первая радиоуглеродная датировка и условия захоронения лчашенских археологических памятников. ДАН АрмССР. Т.LIV.1972, №1. С. 43-50.

**Саядян Ю.В., Алешинская З.В.** Колебания увлажненности в бассейне озера Севан. В сб.: История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арапл. Л.: Наука, 1991. С. 38-49.

**Саядян Ю.В., Алешинская З.В., Ханзадян Э. В.** Последниковые отложения и археология побережья озера Севан. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1977. С. 91-109.

**Саядян Ю.В., Алешинская З.В., Пирумова Л.Г, Рыбакова Н.О.** О возрасте, взаимоотношениях и условиях формирования плиоценовых континентальных образований Сюникского нагорья. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983. С. 45-59.

**Свиточ А.А.** Четвертичная геология, палеогеография, морской плейстоцен, соляная тектоника. М. 2002. 647 с.

**Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А.** Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. М.: МГУ, 1998. 291 с.

**Соловкин А.Е.** О четвертичных образованиях Карабахского плато. Советская геология, № 9. 1940. С.107-109.

**Стратиграфический кодекс МСК.** С-Петербург. ВСЕГЕИ. 2006,120 с.

**Стратиграфический словарь СССР.** Палеоген. Неоген. Четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 616 с.

**Стратиграфия СССР.** Четвертичная система. М.: Недра. Полутом 1, 1982. 443 с. Полоутом 2 ,1984. 556 с.

**Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза. Т.II. М.: Изд. АН СССР, 1962. 574 с.

**Супрунова Н.И., Вронский В.А.** Биостратиграфическая характеристика четвертичных отложений Юго-Западного Прикаспия. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода, № 32. 1966. С. 114-121.

**Тахтаджян А.Л.** Исследование флора с рудной площади Агарака в Мегринском районе Армянской ССР. Ботанический журнал. Т. 41. №5. М.-Л.: Изд. АН СССР.1956. С.652-657.

**Тахтаджян А.Л., Габриелян А.А.** Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего постплиоцена Малого Кавказа. ДАН АрмССР.Т.5, № 5, 1948. С.211-216.

**Трифонов В.Г., Караканян А.С.** Геодинамика и история цивилизаций. Труды ГИН РАН. Вып.553. М.: Наука. 2004. 668 с

**Трубихин В.М.** Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 79 с.

**Тумаджанов И.И., Гогичайшвили Л.К.** Основные черты послехвалынской истории лесной растительности Иорской низменности (Восточная Грузия). В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 183-194.

**Узнадзе М.Д.** Неогеновая флора Грузии. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1965. 187 с.

**Федоров П.В.** Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Труды ГИН АН СССР. Вып.10. 1957. 298 с.

**Федоров П.В.** Плейстоцен Понто-Каспия. Труды ГИН АН СССР. Вып.310. М.: Наука, 1978. 165с.

**Церетели Д.В.** Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1966. 582 с.

**Чердынцев В.В.** Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.

**Чумаков И.С.** Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса. Природа, № 12, 1993. С.68-75.

**Чумаков И.С., Гайнзей С.С., Бызова С.Л.** Геохронология сарматы Восточного Паратетиса. ДАН СССР, 276, 1984, № 5. С. 1189-1193.

**Шанцер Е.В.** Очерки учения о генетических типах континентальных образований. Труды ГИН АН СССР. Вып.161. М.: Наука, 1966. 239 с.

**Шихалибейли Э.Ш.** Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т.1, Баку: Изд. АН АзербССР, 1964. 305 с.

**Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г.** Плиоцен Башкирского Предуралья (кинельская свита). В кн.: Кайнозой Башкирского Предуралья. М.: Недра. Т.2. Ч.2. 1965. С.287-293.

**Ապահյան Ա.Տ., Սայադյան Յու.Վ:** Աևանա լճի երկրաբանական պատմությունը: Հայաստանի բնություն, № 4, 1988, էջ`10-12:

**Գասպարյան Բ:** Ծիծեռնակարարդ—2 պալեոլիթյան նորահայութ քարայր-կացարանը: Հին Հայաստանի մշակույթը: XI : Հանրապետական գիտական նատաշարժան: Զեկուցումների հիմնադրույթները: Երևան, 1998, էջ` 15-16:

**Երիցյան Բ., Թաղեսոյան Ս:** Մուշավան-1 կայանը և նրա օլդովայյան մշակույթը: XIII: Նյութեր Հանրապետական գիտական նատաշրջանի: Երևան՝ Մուլտի հրատարակչություն: 2005, էջ`12-16:

**Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M-P.** A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Soc. Sediment. Geol.: Spec.Publ. 1995.V.54. P.112-212.

**Biscione R., Hmayakyan S., Parmegiani N., Sayadyan Yu.** Description of the sites. In book: The north-eastern frontier urartians and non-urartians in the Sevan lake basin (I.The Southern Shores). Roma : CNR, Istituto di studi sulle civiltà dell' egeo e del vicino oriente. 2002. PP.61-249.

**Bout M. P.** Comparaisons entre le volcanisme monogenique d' Arménie et du Massif central de la France. Bulletin de l'association de géographes Francis. Publié avec le concours du CNRS Bulletin mensuel. 1971, № 385-386. PP. 11-16.

**Derruau M.M.** Sur les relief volcaniques de l'Armenie sovietique occidentale. Bulletin de l'association de geographes Francis. Publie avec le concurs du CNRS Bulletin mensuel. 1971, № 385-386. PP.3-10.

**Gabrielyan I.G., Manakyan V.A., Hovsepyan R.A.** The sarmatian "arid" flora of Mangyus (Armenia). International Scientific Conference "Biogeographical and ecological aspects of desertification process in arid and semiarid environments.Yerevan State University. Yerevan, 2000.PP.74-76.

**Kharazyan E., Chubaryan H., Amaryan V., Sayadyan Yu.** Geological map of Lake Sevan basin (scale 1:200000). The north-eastern frontier urartians and non-urartians in the Sevan lake basin (I.The Southern Shores). Roma : CNR, Istituto di studi sulle civiltà dell' egeo e del vicino oriente. 2002. I sheet.

**Materials of symposium** Neogene stratigraphy and palaeontology of Kerch and Taman Peninsulas. Russian Committee for IGCP (projekt 343). Moscow-Krasnodar-Anapa. 1996. 66 p.

**Neogene Stratigraphy and Palaeontology of the Taman and Kerch Peninsulas.** Excursion guidebook. Russian Committee for IGCP. Palaeontological institute RAS. Moscow, 1996. 31p.

# **СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ**

**Ю.В.САЯДЯНА**

**1964**

1. Геоморфологическая изученность Армянской ССР. В кн.: Геологическая изученность СССР. Т.48. Армянская ССР. Период 1941-1950. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 75-80. Соавтор: Бальян С.П.

**1966**

2. К стратиграфическому расчленению и палеогеографии времени образования озерных и озерно-речных отложений Ленинаканской котловины. Советская геология. №2. С. 141-145.
3. Седиментационные воды в озерных отложениях Ленинаканской котловины. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. Т.XIX. №3. С. 45-51.

**1967**

4. К литологии и истории развития антропогенных озерных и озерно-речных отложений Ширакской котловины. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. Т.XX. №1-2. С. 127-135.

**1968**

5. Погребенные почвы Ширакской котловины. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. Т.XIX. №3. С. 145-158.
6. Стратиграфическое и палеогеографическое значение диатомовых водорослей древнего Ширакского озера. ДАН АрмССР. Т.47. №2. С. 93-96.
7. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения). Автореф. дисс. канд. геол.- мин. наук. Ереван. 24 с.

**1969**

8. Галечные образования ашхеронского века предгорий Ширакского хребта. В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. I. М.: Изд. МГУ. С. 98-104.
9. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов древнеозерных отложений Ленинаканского озера. В сб. № 1: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Изд. МГУ. С. 105-113. Соавторы: Заикина Н.Г., Соколова Н.С.

10. К вопросу о древнем оледенении Малого Кавказа. Мат-лы Респубуб. II научной конф. молодых науч. работников Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР. С.337-338.
11. К истории растительности Ширакской равнины. Биологический журнал АН АрмССР. Т.22№ 4. С. 67-74. Соавторы: Заикина Н.Г., Соколова Н.С.
12. К истории растительности Ширакской котловины и изменения климатических условий в нижне-среднечетвертичное время. ДАН АрмССР. Т.48. №2. С. 93-96.
13. Организационное совещание по вопросу дальнейшего изучения четвертичного периода Закавказья. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. №5. С. 97-99. Соавтор: Асланян А.Т.
14. Условия формирования и возраст агин-барщашенской вулканогенно-обломочной толщи. Мат-лы Респубуб. II научной конф. молодых науч. работников Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 336-337.
15. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3. С. 15-25.
16. Der Schirakstuzschnitt der Quarterer kontinentablagerungen im Transkaukasien und sein vergleich mit den Europischena ablagerungen. Coupe des depots continentaux du Schirak Transcaucasia et comparaison zveg les depots Europeens. Paris. VIII Congres INQUA. Resumes des Communicatios. P.242.

### 1970

17. О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих ленинаканского фаунистического комплекса (Армения). Бюлл. Комиссии по изуч.четвертичного периода. № 37. С. 45-53.
18. Палеогеографическое значение некоторых геохимических показателей древнеозерных отложений Ширакской котловины. В сб.: Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии Армянской ССР. Зап. Арм.отд. Всес. минералог. общества. Вып.4. С. 230-233.

1972

19. Значение Ширакского опорного разреза для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Закавказья. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. №39. С. 36-39.
20. Образование современных вулканогенных осадочных пород (на примере оз. Севан). В сб.: Всесоюзный семинар по вулк.-осадоч. литогенезу. Петрозаводск. С. 134-140. Соавтор: Карапетян К.И.
21. Об организации Комиссии по изучению четвертичного периода в Закавказье. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. № 38. С. 75-78.
22. Первая радиоуглеродная датировка и условия захоронения лчашенских археологических памятников. ДАН АрмССР. Т.LIV, №1. С. 43-50. Соавтор: Алешинская З.В.

1973

23. Геохимические особенности плейстоценовых глин Закавказья. IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Тез. докл. Ереван. С. 39-41. Соавторы: Лукашев В.К., Пашалы Н.В., Церетели Д.В.
24. Голоценовые отложения побережья озера Севан. IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Тез. докл. Ереван. С. 39-41. Соавтор: Алешинская З.В.
25. Древнее оледенение Кавказа. IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Тез. докл. Ереван. С.39-41. Соавторы: Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., Бальян С.П.
26. Ереван-Севан. Путевод. экскурс. IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Ереван. С. 93-110. Соавторы: Асланян А.Т., Карапетян К.И.
27. К вопросу о стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении. IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Тез. докл. Ереван. С. 101-102.
28. К истории формирования Арагатской котловины. Вестник МГУ. №1. С.24-41. Соавторы: Кожевников А.В., Кожевникова В.Н.

**29.** Основные черты плио-плейстоценовой истории Армении. Путевод. экскурсий IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Ереван. С.30-43. Соавтор: Асланян А.Т.

**30.** Пещера Ереван I – Эчмиадзин – Мецамор. Путевод. экскурсий IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Ереван. С. 46-48. Соавторы: Карапетян К. И., Мкртчян К.А., Ерицян Б.Г.

**31.** L'importance de la coupe de reference de Chirak pour la stratigraphie et la paleogeographie du Pleistocene en Transcaucasic. Bull. Assoc. franc. Etude du Quaternaire. N37. P.341-350.

**32.** Pleistocene volcanism and climatic changes. Report of Sowet Scientists for the IX Congress of INQUA. New Zealand. Abstracts. P.66.

**1974**

**33.** Араратская котловина. В кн.: Геология Армянской ССР. Т.В. Литология. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 401-403. Соавтор: Саркисян Д.В.

**34.** Армения. В кн.: Геохронология СССР. Т.3. Новейший этап. Л.: С.145-148. Соавтор: Асланян А.Т.

**35.** Голоценовые отложения западного побережья озера Севан. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. № 6. С. 3-10. Соавторы: Алешинская З.В., Рябова Е.И.

**36.** Озеро Севан. В кн.: Геология Армянской ССР. Т. V. Литология . Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 404-406. Соавтор: Саркисян С.Г.

**37.** О работе IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Изв. АН АрмССР,Науки о Земле. № 2. С. 100-103. Соавтор: Кочарян А.Е.

**38.** Основные этапы проявления плейстоценового эксплозивного вулканизма (на примере Армянского вулканического нагорья). Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тезисы Всесоюзного семинара. Южно-Сахалинск. С. 172-174.

**39.** Плейстоцен. Наземно-вулканогенная формация. В кн.: Геология Армянской ССР. Т. V. Литология. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 392-401.

**40.** Условия осадконакопления. Плиоцен-плейстоцен. В кн.: Геология Армянской ССР, Т. V. Литология. Ереван: Изд. АН Арм ССР. С. 472-479.

1975

41. О древних норах *Arvicola terrestris* L. в голоценовых отложениях озера Севан. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. № 1. С. 90-93.

1977

42. Армения и сопредельные области в послеледниковое время. Сб. статей рабочего заседания Комиссии по голоцену – ИНКВА (ЕвроСибирская субкомиссия). С. 133-151. Чехословакия, Братислава.
43. Геохимические особенности плейстоценовых глин Закавказья. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН Арм ССР. С. 43-49. Соавторы: Лукашев В.К., Пашалы Н.В., Церетели Д.В.
44. Древнее оледенение Кавказа. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 26-34. Соавторы: Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., Бальян С.П.
45. К вопросу о границе между неогеном и четвертичной системой. В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника. С. 113-130. Соавтор: Асланян А.Т.
46. Международная конференция "Геология голоцена и проблемы окружающей среды". Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. С. 97-103.
47. К вопросу стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 86-90.
48. Основные этапы проявления плейстоценового эксплозивного вулканизма (на примере Армянского вулканического нагорья). В кн.: Вулканализм и геодинамика. М.: Наука. С. 126-134.
49. очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван-Ленинград: Изд. АН АрмССР. 82 с. Соавторы: Кожевников А.В., Милановский Е.Е.
50. Последниковые отложения и археология побережья озера Севан. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 91-109. Соавторы: Алешинская З.В., Ханзадян Э.В.
51. The Intercommunication of the interior state, surface and exterior cover of the earth in the Quaternary (the example of Armenia and adjacent areas). X INQUA Congress, abstract. P.22. Birmingham. Co-author: Aslanyan A.T.

1978

52. Строение и условия формирования вохчбердской вулканогенно-осадочной свиты в пределах Армянской ССР. Уч. зап. Ереванского Госуниверситета, естественные науки, 3(139). Ереван, С. 99-108. Соавторы: Асратьян В.П., Саркисян О.А, Мовсесян М.А.

53. Armenien and die angrenzenden Gebiete in der Nacheiszeit (Am Beispiel des Sees Sevan). Zeitschrift fur Archäologie. N12. P.15-37. Berlin.

54. Postglacial times in Armenia and adjacent regions (As exemplified by Lake Sevan). Studia Geomorphologica Carpatho – Balcanica. Vol.XII. Polska AN. P.77-93. Krakow.

1979

55. Альпы и Кавказ – кузница четвертичной геологии. В сб.: II двусторонний симпозиум СССР – ГДР по истории геологических наук. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 37-40.

56. Армянское нагорье в послеледниковое время. Изв. АН СССР, серия географ. №2. С. 108-120.

57. VIII Международный симпозиум Интернационального комитета истории геологических наук. (ИНИГЕО). Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. № 2. С. 81-87.

58. Открытие черепа древнего человека в Ереване. Вопросы антропологии. №60. С. 38-51. Соавторы: Асланян А.Т., Харитонов В.М., Якимов В.П.

1980

59. Man and environment in the Holocene in Lake Sevan basin (According to the palynological data). 5.International Palynological Conference. Abstracts. P.12. UK.Cambridge. Co-author: Aleoshinskaya Z.V.

1981

60. Маршрут Ереван – Араратская котловина – Мецамор. XI Конгресс ИНКВА. Путеводитель экскурсий А-9. Территория Армянской ССР. М.: ВИНТИ. С. 32-40. Соавторы: Асланян А.Т., Карапетян К.И.; Ханзадян Э.В.

61. Маршрут Ереван – озеро Севан. XI Конгресс ИНКВА. Путеводитель экскурсий А-9. Территория Армянской ССР. М.: ВИНИТИ. С. 12-32.
62. Основные черты плиоцен-четвертичных образований. XI Конгресс ИНКВА. Путеводитель экскурсий А-9. Территория Армянской ССР. М.: ВИНИТИ. С. 5-11.
63. Հայաստանը որպես մարդկային համայնքի բնօրբաններից մեկը: Գիտություն և տեխնիկա: N4, էջ՝ 24-28: «Համահեղինակ՝ Ա.Ազլանյան»:

1982

64. Геологический возраст "разданского человека". XI Конгресс ИНКВА. Тез. докл. Т.III. М. С. 21-22. Соавтор: Асланян А.Т.
65. О командировке в Швецию (с 4 по 18 мая). М.: ВИНИТИ. 10с.
66. О командировке в Швецию (с 30 ноября по 4 декабря). М.: ВИНИТИ. 10 с.
67. Плейстоценовый вулканализм и оледенение как причина изменений природной обстановки. XI Конгресс ИНКВА. Тез. докл. Т.I. М. С. 232-233.
68. Сводная геологическая карта города Еревана и его окрестностей. М-б 1:25000. Ереван: Изд. ГИИГИС. I лист. Соавторы: Асланян А.Т., Карапетян К.И.
69. "Hrazdan Man". Armenia today. 1982. №2. Р.22-23.

1983

70. Литологическая карта Армянской ССР. М-б 1:500000.(ответ. ред. М.А.Сатиан). Ереван: Изд. ГИИГИС. I лист. Коллектив авторов.
71. Находки остатков мелких млекопитающих в плио-плейстоценовых отложениях Армении. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 102-105. Соавтор: Агаджанян А.К.
72. О возрасте, взаимоотношениях и условиях формирования плиоценовых континентальных образований Сюникского нагорья. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, С. 45-59. Соавторы: Алешинская З.В., Пирумова Л.Г., Рыбакова Н.О.

73. Симпозиум Голоценовой комиссии Международного Союза по изучению четвертичного периода.(ИНКВА). Изв.АН Арм ССР.-Науки о Земле. № 2.
74. Фауна и флора времени проживания древнепалеолитического человека, открытого в Ереване. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР. С.34-39. Соавтор: Алешинская З.В.
75. Формирование теоретических представлений о связи вулканизма с оледенениями и значение плейстоценового вулканизма Армянского нагорья. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 25-33.
76. Человек и среда в послеледниковое время в бассейне озера Севан. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд.АН АрмССР. С. 67-74.
77. Die Entdeckung eines fossilen Menschen in Erevan. Zeitschrift fur Geologische Wissenschaften. Heft 6. P.769-780. Akademie-Verlag. Berlin. Co - author: Aslanyan A.T.

#### 1984

78. Описание экскурсий 010. Междунар. геологич.конгресс. XXVII сессия. Сводный путеводитель. Экскурсия 010. Неотектоника Армении. Ереван. С.55-89. Соавтор: Асланян А.Т.
79. Vegetation and climate of Armenian Highland in the Holocene. Sixth International Polinological Conferance. Volume of Abstracts. Canada. Calgary. P.147.

#### 1985

80. Вековые вариации магнитного поля Земли по голоценовым отложениям озера Севан. В сб.: Вопросы геологии голоцена. Ереван:ИздАН АрмССР. С. 68-86. Соавторы: Варданян А.А.,Кирьянов В.В., Кочегура В. В., Нечаева Т. Б.
81. Севан – природный “климатограф” голоцена. В сб.: Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд.АН АрмССР. С. 61-67.
82. XI Конгресс ИНКВА – форум исследователей четвертичного периода. В сб.: Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд. АН АрмССР. С. 68-86. Соавтор: Асланян А.Т.

**1986**

83. Кавказ как стратоэталон антропогена горных стран юга СССР. Корреляция отложений, событий и процессов антропогена. VI Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Тез. докл. Кишинев. С. 61-62. Соавтор: Кожевников А.В.

**1987**

84. Верхнеплиоценовые и четвертичные образования Армении и граница между ними. В сб.: Граница между неогеном и четвертичной системой в СССР. М.: Наука. С. 80-89.
85. О командировке в Швецию. М.: ВИНТИ. 10 с.

**1988**

86. Растительность и климат Армянского нагорья в голоцене. Международный симпозиум по голоцену. Тез. докл. Тбилиси. С. 111-112.
87. Անանի լեռ Երկրաբանական պատմությունը: Հայաստանի բնություն, № 4 1988, էջ'10-12:Համահեղինակ՝ Ավագյան Ա. Տ.:
88. The major program of this working group should be Modifications of Atmosphere, Climate and Biosphere under the influence of volcanic eruptions in the Holocene. INQUA (International Union for Quaternary Research). Holocene Commission. Newsletter. P.15-16. №1. Bern. Switzerland.

**1990**

89. Влияние физико-механических свойств грунтов на эффект сотрясения. Всесоюз. совещ. по инженерной геологии. Тез. докл. Петропавловск – Камчатский. С. 86-87.
90. Новейшая геология и тектоника Армении. Четвертичный период: Методы исследований, стратиграфия и экология. VII Всесоюз. Совещ. по изуч. четвертичного периода. Тез. докл. Т. III, Таллин. С. 94-95.
91. This report discusses results by Soviet workers which unfortunately only cover the period of instrumental observation of the stratosphere during the past 100 years. INQUA (International Union for Quaternary Research). Holocene Commission. Newsletter. No.3. P.66-67. Bern. Switzerland.

**1991**

92. Археологические памятники и история озера Севан. В сб.: История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л.: Наука. С. 31-37.
93. Колебания увлажненности в бассейне озера Севан. В сб.: История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л.: Наука. С. 38-49. Соавтор: Алешинская З.В.
94. Особенности современного осадконакопления в озере Севан. В сб.: История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л.: Наука. С. 23-30.
95. Природные особенности озера и его бассейна. В сб.: История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л.: Наука. С. 10-13.

**1993**

96. Չորրորդական դարաշրջանը և Հայաստանի երկրաբանական գիտության խնդիրները: Գիտություն և տեխնիկա, № 7, էջ'1-5:

**1994**

97. О климате голоцен. В сб.: Геология Севана. (Сатиан М.А., Чилингарян Г.В.– ред.). Ереван: С. 153-161.
98. Стратиграфия голоценовых отложений. В сб.: Геология Севана (Сатиан М.А., Чилингарян Г.В. – ред.). Ереван: С. 81-87.
99. The necessity of reconstruction of the Holocene volcanism history and its effect on the changes in the atmosphere. INQUA (International Union for Quaternary Research). Holocene Commission. Newsletter. N4. P.58-59, Bern. Switzerland.

**1995**

100. The Lake Sevan History in Holocene: Natural and Man-Made Processes, Armenia. INQUA (International Union for Quaternary Research). XIV International Congress. Abstracts.P.241.Freie Universität Berlin.

**1996**

101. История геологического развития Армении в неогене и в начале четвертичного периода. Materials of symposium Neogene stratigraphy and palaeontology of Kerch and Taman Peninsulas". Russian Committee for IGCP (projekt 343). Moskow-Krasnodar-Anapa.P.48-49.

**1997**

102. Երևան քաղաքի երկրաբանական միջավայրի և տեխնոգենեզի հարցերը: ՀՀ ԳԱԱՏ տեղեկագիր, Գյուղություններ Երկրի մասին, № 1-2, էջ՝ 8 -14:

**1998**

103. Ландшафтно-климатические ритмы голоценов Армянского нагорья. Всеросс. совещ. “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”. Тез.докл. . С. 133. С-Петербург: ВСЕГЕИ.

104. Основные этапы геологического развития Армении в неогене и четвертичном периоде. Всеросс. совещ. “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”. Тез.докл. С. 174. С-Петербург: ВСЕГЕИ

105. Стратиграфия речных террас Малого Кавказа. Изв. НАН РА. Науки о Земле. Т.ЛІ. № 3. С. 12-19.

106. Территория Армении в неогене и начале четвертичного периода. Изв. НАН РА. Науки о Земле. Т. L I. № 1-2. С. 5-11.

**1999**

107. Вопросы геологических опасных явлений и техногенеза города Еревана. Изв. строителей Армении №4 (специальный выпуск, посвященный 10-летию Спитакского землетрясения). С. 11-14.

108. Всероссийское совещание “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”. Изв. НАН РА. Науки о Земле. Т.ЛІІ. №1. С. 66-67.

109. Геология и перспективы нефтегазоносности мезокайнозойских седиментационных бассейнов Центральной части Армении. Ереван: Изд.Манкаварж. 152 с. Соавторы: Джрабашян Р., Чилингарян Г., Каграманов Ю., Сатиан М., Карапетян А., Мкртчян А.

110. Природная среда и человек в бассейне озера Севан в среднем и позднем голоцене. Изв. Русск. географич. общества. С-Петербург.: Наука. Том 131. Вып.4. С. 55-66.

**2000**

- 111.** Колебания береговой линии озера Севан в голоцене (Армения). Изв.Русск. географич. общества. С-Петербург.: Наука. Том 132. Вып.3. С.37-47.

**2001**

- 112.** Некоторые вопросы неотектоники Армении.Проблемы геоморфологии и неотектоники горных областей Альпийско-Гималайского пояса. Междунар. тематич. конференц. Тез.докл. Ереван: С. 51.
- 113.** Основные закономерности развития позднеорогенной тектоники и рельефа Армении. Проблемы геоморфологии и неотектоники горных областей Альпийско-Гималайского пояса. Междунар. тематич. конференц. Тез.докл. Ереван: С. 52.
- 114.** Ярусность рельефа Армении. Проблемы геоморфологии и неотектоники горных областей Альпийско-Гималайского пояса. Междунар. тематич. конференц. Тез.докл. С. 99. Ереван.

**2002**

- 115.** Ритмика колебаний береговой линии озера Севан в голоцене. Третье Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода. Материалы совещания. Т.2. 2002. С. 51. Смоленск.
- 116.** Четвертичные седиментационные циклы в межгорных впадинах Армении. Третье Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода. Мат-лы совещания. Т.2. 2002. С. 53. Смоленск.
- 117.** Description of the sites. Inbook: The north-eastern frontier urartians and non-urartians in the Sevan lake basin (I. The Southern Shores). CNR. Istituto di studi sulle civiltà dell' egeo e del vicino oriente. P.61-249. Rome. Italy. Co-author: Biscione R., Hmayakyan S., Parmegiani N.
- 118.** Geological map of Lake Sewan basin. Inbook: The north-eastern frontier urartians and non-urartians in the Sevan lake basin (I. The Southern Shores). CNR. Istituto di studi sulle civiltà dell' egeo e del vicino oriente. PP. 61-249. Rome. Italy. Co-author: Kharazyan E., Choubaryan H., Amaryan V. 1 sheet.
- 119.** Natural Specific Features of Lake Sewan and its Basin. The north-eastern frontier urartians and non-urartians in the Sevan lake basin ( I.

The Southern Shores). CNR. Istituto di studi sulle civiltà dell'egeo e del vicino oriente. P. 19-36. Rome. Italy.

**120.** Territory of Armenia during the Neogene and at the beginning of the Quaternary. Extrait du BULLETIN T.CXXV de l'Academie Serbe des Sciences et des Arts, Classe des Sciences mathématiques et naturelles, Sciences naturelles. № 41. Beograd. P.19-27.

**2003**

**121.** Общая схема стратиграфии и палеогеографические события верхнего миоцена, плиоцене и четвертичного периода Армении. Изв. НАН РА. Науки о Земле. № 1. С. 16-22.

**2004.**

**122.** Результаты и задачи стратиграфических исследований в Республике Армения. Изв. НАН РА. Науки о Земле. Т.LVII. №3. С.3-13. Соавторы: Саркисян О.А., Хазарян Э.Х., Агамалиян В.А., Григорян А.Г.

**2005**

**123.** Палеогеография верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Арагатской котловины. Основные проблемы географии Южного Кавказа и прилегающих регионов. Мат-лы конф. Ереван: Изд. Ереванского университета. С. 146-148.

**124.** Палеогеография верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Армении. Основные проблемы географии Южного Кавказа и прилегающих регионов. Мат-лы конф. Ереван: Изд. Ереванского университета. С. 154-157.

**125.** Палеогеография плиоцена и четвертичного периода междуречья Воротан – Акера. Основные проблемы географии Южного Кавказа и прилегающих регионов. Мат-лы конф. Ереван: Изд. Ереванского университета. С. 157-159.

**126.** Палеогеография верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Севанской впадины. Основные проблемы географии Южного Кавказа и прилегающих регионов. Мат-лы конф. Ереван: Изд. Ереванского университета. С. 151-153.

**127.** Палеогеография верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Ширакской впадины. Основные проблемы географии Юж-

ного Кавказа и прилегающих регионов. Мат-лы конф. Ереван: Изд. Ереванского университета. С. 149-150.

2006

128. Опорные стратиграфические разрезы верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Республики Армения. Докл. РАН. Т.407. №2. С. 221-223.

129. Региональная стратиграфическая схема и палеогеографические события верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Республики Армения. Докл. РАН. Т.407. №1. С. 75-78.

2007

130. Геоморфология и неотектоника Ширакской впадины. Прикладные вопросы географии и геологии горных областей Альпийско-Гималайского пояса. Мат-лы конф. Ереван: Изд. Ереванского университета. С. 181-186.

131. Последнее извержение вулкана Армаган. Прикладные вопросы географии и геологии горных областей Альпийско-Гималайского пояса. Мат-лы конф. Ереван: Изд. Ереванского университета. С. 223-227.

## CONCLUSION

On the basis of generalization of materials of complex researches in the monograph are grounded the following main scientific regulations that are first elaborated.

Main regularities of the newest geological history are established, a new regional stratigraphic scheme is presented and palaeogeographic events of the upper part of Cainozoic Armenia are reconstructed (table 7, 8).

In Late Miocene, Pliocene and Pleistocene of Armenia are established and traced 29 huge subdivisions, and in Holocene – 12 fractional ones that are corresponded to bio-, climato- and lithostratigraphical units or their parts in accordance with their volume and some of them are marked out in volume of suites, subsuites and beds. The stratigraphic units are marked out on the basis of sedimentary rocks, signs of which are conditioned by rhythmic changes of climate fixed in peculiarities of material composition of rocks and associations of remains of fauna, mainly of plants, with regard for duration of forming stratigraphic unit of corresponding rank.

The borders of stratigraphic units are palaeoclimatic boundaries expressed in the change of lithological composition of deposits, in the replacement of associations of climatic and ecological indicators – fauna, flora, Diatoms, geochemical environment and others. The stratigraphic units of the territory of Armenia are correlated and projected for the general scale.

Since the epoch of drawing of the territory of Armenia in a continental stage of development (the end of Sarmatian – the beginning of Meotian) have been marked out 10 big erosion-sedimentary cycles: at the end of Sarmatian – Meotian, Pontian, Cimmerian, Akchaghylian, Eopleistocene (2), Neopleistocene (3) and Holocene. These cycles occurred in an obvious dependence on tectonic elevations and their relative stabilization as well as climatic changes. Each of these cycles began with a big phase of tectonic rising of the region, down-cutting, alluvial sedimentation, cold then a new phase of elevation of the region and erosion followed. The clear regularity has been established: lacustrine deposits were formed during the epochs of relative tectonic stabilization, cold snap, humidification and afforestation of the region, and alluvial ones – in the epochs of stirring up tectonic movements

(elevations), down-cutting, growing warmer (aridity), xerophytic steppification. There was a direct dependence of erosion – sedimentary cycles of the Quarternary period on changes of the main basis of erosion – level of the Caspian Sea: the epochs of cold snap and humidification corresponded to transgressions of the sea in Armenia, and epochs of growing warmer and aridity – to regressions.

Since Late Sarmatian the natural process has been proceeded within the limits of direct general climatic cold snap that was growing in the Quarternary period on the territory of Armenia. A cold snap was progressing from Pleistocene to Eopleistocene and Neopleistocene in the second half of Cimmerian, in the last periods of Akchaghylian, Apsheronian, Early, Middle and Late Neopleistocene. Eopleistocene cold snap was connected with the epoch of cold snap of the Russian plain. For Middle and Late Neopleistocene of Armenia are established two stages of cold snap and humidification divided by growing warmer as well as two stages of development of mountainous glaciers divided by interstadials. The phases of stirring up river outflow and forming of coarse-grained alluvium were submitted to dynamics of a snow line in the periods of development of two stages of glaciation. These stages could be connected with two stages of cover glaciations of the Russian plain – Dnieper and Valdai.

Thus, the main point of the natural process on the territory of Armenia for the last 11 million years is that on the background of long one-directed development, which comes to gradual cold snap, rhythmical changes of natural environment on the whole and all its separate components took place. The natural process on the whole territory reflected synchronically in regional and interregional scales and at the same time was submitted to the laws of ubiquity, direction, rhythm, local (regional) individuality.

The elaborated scientific propositions and a new scheme of stratigraphy and palaeogeography of Late Miocene, Pliocene and the Quarternary period of the territory of Armenia can be used for qualitative conducting of geological mapping of different scales for ground, estimation and search of some useful minerals (building materials, fresh waters, placers and others), for neotectonic, geodynamic and microseismic zoning, for engineering-geological ground of building objects and can promote the decision of some ecological aspects of landscape-climatic prognosis of the future as well.

## CONTENTS

Preface.....	8
Preface of scientific editor.....	10
INTRODUCTION.....	15
<b>PART ONE</b>	
<b>DESCRIPTION OF FIXED SECTIONS.....</b>	
Chapter 1. REFERENCE SECTION OF THE SHIRAK DEPRESSION.....	20
1.1. History of study and geological structure.....	21
1.2. Stratigraphy.....	22
Neogene: Upper Miocene.....	22
Sarmatian regional stage: upper substage.....	22
Meotian and Pontian regional stage.....	23
Lower Pliocene: Cimmerian regional stage.....	28
Upper Pliocene: Akchagylian regional stage.....	28
Quaternary.....	34
Eopleistocene: Apsheronian regional stage.....	34
Neopleistocene.....	35
Lower link: Baku horizon.....	36
Middle link: Khazar horizon.....	41
Upper link: Khvalyn horizon. Holocene.....	53
1.3. Geomorphology.....	53
1.4. Neotectonics.....	56
CONCLUSIONS.....	61
Chapter 2. REFERENCE SECTION OF THE SEVAN DEPRESSION.....	63
2.1. History of study and geological structure.....	63
2.2. Stratigraphy.....	66
Neogene: Upper Miocene.....	69
Sarmatian regional stage: upper substage.....	69
Meotian regional stage.....	72

Pontian regional stage.....	76
Lower Pliocene: Cimmerian regional stage.....	77
Upper Pliocene: Akchaghylian regional stage.....	79
<b>Quarternary.....</b>	<b>82</b>
Eopleistocene: Apsheronian regional stage.....	82
Neopleistocene.....	86
Lower link: Baku horizon.....	86
Middle link: Khazar horizon.....	89
Upper link: Khvalyn horizon.....	90
<b>Holocene.....</b>	<b>91</b>
<b>2.3. Geological and archaeological data on fluctuations of the shore line of Lake Sevan in Holocene.....</b>	<b>99</b>
<b>2.4. Geological and archaeological basis of the age of the last eruption of volcano Armagan.....</b>	<b>110</b>
<b>CONCLUSIONS.....</b>	<b>120</b>
<b>Chapter 3. REFERENCE SECTION OF DEPRESSIONS OF INTER-EAM AREA OF VOROTAN – AKERA .....</b>	<b>122</b>
<b>3.1. Historu of studiy and geological structure.....</b>	<b>122</b>
<b>3.2. Stratigraphy.....</b>	<b>125</b>
Neogene.....	125
Lower-Upper Pliocene: Cimmerian-Akchaghylian regional stag	125
Upper Pliocene: Akchaghylian regional stage.....	126
<b>Quarternary.....</b>	<b>153</b>
Eopleistocene: Apsheronian regional stage.....	153
Neopleistocene.....	163
Lower link: Baku horizon.....	163
Middle link: Khazar horizon.....	168
Upper link: Khvalyn horizon. <b>Holocene.....</b>	172
<b>3.3. River terraces.....</b>	<b>174</b>
<b>CONCLUSIONS.....</b>	<b>180</b>
<b>Chapter 4. REFERENCE SECTION OF THE ARARAT DEPRESSION.....</b>	<b>182</b>
<b>4.1. History of study and geological structure.....</b>	<b>182</b>
<b>4.2. Stratigraphy.....</b>	<b>183</b>
Neogene: Upper Miocene.....	183
Sarmatian regional stage: upper substage.....	183
Meotian and Pontian regional stage.....	185
Lower Pliocene: Cimmerian regional stage.....	190

Upper Pliocene: Akchaghylian regional stage.....	191
<b>Quarternary.....</b>	<b>199</b>
Eopleistocene: Apsheronian regional stage.....	199
Neopleistocene.....	203
Lower link: Baku horizon.....	203
Middle link: Khazar horizon.....	208
Upper link: Khvalyn horizon. <b>Holocene</b> .....	213
<b>4.3. Kotayk – Eghvard plateau.....</b>	<b>216</b>
CONCLUSIONS.....	226
<b>Chapter 5. DEPRESSION OF THE RIVER PAMBAK VALLEY.....</b>	<b>229</b>
CONCLUSIONS.....	236
<b>Chapter 6. SCHEME OF CORRELATION OF REFERENCE SECTIONS OF THE INTERMONTANE DEPRESSIONS.....</b>	<b>236</b>
 <b>PART TWO</b>	
<b>MAIN FEATURES OF THE NEWEST GEOLOGICAL HISTORY AND PALAEOGEOGRAPHY OF ARMENIA</b>	<b>240</b>
 Chapter 7. NEOTECTONICS.....	240
Chapter 8. GEOMORPHOLOGY.....	251
<b>8.1. Structure of river terraces.....</b>	<b>257</b>
<b>8.2. Ancient glaciation.....</b>	<b>268</b>
<b>Chapter 9. STONE AGE.....</b>	<b>273</b>
<b>Chapter 10. HISTORY OF NATURE DEVELOPMENT OF ARMENIA.....</b>	<b>285</b>
CONCLUSION.....	311
REFERENCE.....	314
<b>LIST of Yu.V. SAYADYAN'S PUBLICATIONS.....</b>	<b>336</b>
<b>CONCLUSION in English.....</b>	<b>350</b>
<b>CONTENTS in English.....</b>	<b>352</b>
<b>BIOGRAPHY OF YU.V.SAYADYAN in English.....</b>	<b>355</b>

## The Newest Geological History of Armenia

**YURI SAYADYAN** is an investigator known, specialist in the field of newest general, historical and regional geology, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences. In 1959 he graduated from the Faculty of Geography of Yerevan State University.

Sayadyan's scientific activity has been connected with the Institute of Geological Sciences of NAS RA since 1962. In 1967 he defended a thesis for a degree of Candidate of Geological and Mineralogical Sciences. Later the scientific investigations of many years were carried out and devoted to different issues of the newest geological history of Armenia and the whole Caucasus: stratigraphy, lithology, history of relief and neotectonics, geomorphology, palaeolimnology, palaeoclimatology, geoarchaeology, geoecology, palaeogeography and development of environment. These investigations are published in more than 130 scientific articles and 3 monographs. In his works Yu.Sayadyan pays much attention to theoretical problems of geodynamics, study of development of the environment in the newest geological history to understand the modern state and natural-evolutionary tendencies of its development in the near and remote future.

Yu.Sayadyan has presented the results of his investigations in proper manner since 1968 and made a report at the various international, All-Union, All-Russian and Republican conferences and congresses.

Yu.Sayadyan took an active part in an engineering-geological basis of the construction of different hydraulic engineering buildings in RA such as reservoirs, dams, pumping stations, electric substations.

Besides successful creative work, Sayadyan has proved to be an active scientific organizer: he worked as an Academic Secretary of the Council on scientific problems of new technique of Presidium of Academy of Sciences of the Armenian SSR and was an Academic Secretary of the Institute of Geological Sciences of Academy of Sciences of the Armenian SSR long. He was one of the active organizers of the IV All-Union Conference on the study of the Quaternary Period (Yerevan, 1973), II Bilateral Conference USSR – GDR on the history of Geological

Sciences (Yerevan, 1982), Geological excursion on neotectonics of the International Geological Congress of XXVII Session (IGC, Yerevan, 1984).

Yu.V.Sayadyan has been elected a member of New-York Academy of Sciences, Vice-President of the Holocene Commission of INQUA and Commission on the study of the Quarternary Period of Academy of Sciences of USSR, then of Russia.

He closely collaborates with the scientists from the near and distant foreign countries.

At the beginning of 2006 Yu.Sayadyan summed up the results of a forty-year scientific activity and generalized them in this monograph. The book is the research of the upper part of the Cainozoic Erathem of Armenia consisting of two sections. The first section is the factual basis of its following synthesis where the results of the study of reference sections of intermontane depressions, their regional and interregional (the Caspian Sea, the Great Caucasus, the Russian plain) correlations are stated. The second part is a palaeogeographical synthesis where the description of the history of the newest stage of development of nature in Armenia is given.

The book is intended for the specialists in the sphere of the Neogene and Quarternary periods: geologists, geographers, geomorphologists, neotectonists, volcanologists, palaeogeologists, ecologists, archaeologists. It can be recommended to industrial geological and engineering-geological organizations and as a manual as well.

ЮРИЙ ВАЧАГАНОВИЧ САЯДЯН

НОВЕЙШАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ  
АРМЕНИИ

ՅՈՒՐԻ ՎԱՉԱԳԱՆՈՎԻЧ ՍԱՅԱԴՅԱՆ  
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՑԻ ԵՐԿՐՈՒԹՅԱՆ  
ՊԱՏՄՈՒԹՅՈՒՆ

YURI V. SAYADYAN

THE NEWEST GEOLOGICAL  
HISTORY OF ARMENIA

Редактор издательства Э.С. Ростомова  
Компьютерная графика В.А. Карапетян

Изд. Заказ № 228

Сдано в производство 02.02.2009.

Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Объем 22.3 п.л.

Тираж 300. Цена договорная.

Типография 000 “Эдит принт”.



### САЯДЯН ЮРИЙ ВАЧАГАНОВИЧ

исследователь, специалист в области новейшей общей, исторической и региональной геологии, доктор геолого-минералогии, профессор. В 1959 г. окончил Географический факультет Ереванского государственного университета.

5685

С 1962 г. научная деятельность Ю. В. Саядяна связана с Институтом геологических наук НАН РА. В 1967 г. он защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. В дальнейшем последовали многолетние научные исследования, посвященные различным вопросам новейшей геологической истории Армении и всего Кавказа: стратиграфии, литологии, истории рельефа и неотектоники, геоморфологии, палео-лимннологии, палеоклиматологии, геоархеологии, геэкологии, палеогеографии и истории развития природной среды, результаты которых опубликованы в более чем 130 научных статьях и трех монографиях. В своих трудах Ю. В. Саядян особое внимание уделяет теоретическим вопросам геодинамики, изучению развития окружающей среды в новейшей геологической истории для понимания современного состояния и естественно-эволюционных трендов ее развития в ближайшем и отдаленном будущем.

Результаты своих исследований Ю. В. Саядян с 1968 г. достойно представлял и выступал с докладами на различных Международных, Всесоюзных, Всероссийских и Республиканых совещаниях, симпозиумах, конгрессах. Ю. В. Саядян принимал активное участие в инженерно-геологическом обосновании строительства различных гидротехнических сооружений Республики Армения. Помимо успешной творческой работы Ю. В. Саядян проявил себя как деятельный научный организатор.

Ю. В. Саядян избирался членом Нью-Йоркской академии наук, вице-президентом Голоценовой комиссии и рабочей группы по вулканизму Международного союза по изучению четвертичного периода (INQUA), а также членом Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, затем России. Он тесно сотрудничает с учеными ближнего и дальнего зарубежья.

Данная монография является подведением итогов многолетней научной деятельности Ю. В. Саядяна.