

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Ак. А. Али-заде (главный редактор), Р. А. Абдуллаев, Б. А. Багиров, Т. Г. Гаджиев, И. С. Джафаров, Ф. Г. Дадашев, Т. А. Исмаилзаде, И. Г. Керимов, А. М. Кулиев, Г. В. Мустафаев, М. А. Мусеибов, Ф. Г. Оруджалиев, А. М. Панахов (ответ. секретарь), С. Г. Салаев (зам. главного редактора), М. К. Сеид-Рза, Н. Д. Таиров (зам. главного редактора), Н. Ш. Ширинов (зам. главного редактора).

© Издательство «Элм», 1989 г.

Адрес: г. Баку, Коммунистическая, 10. Редакция «Известий Академии наук Азербайджанской ССР (серия наук о Земле)».

Сдано в набор 05.03.90. Подписано к печати 08.10.90.

Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 1.

Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая. Усл. печ. лист 9,75.

Усл. кр.-отт. 9,75. Уч.-изд. лист. 10,1. Тираж 515. Заказ 89. Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство «Элм».

370143 Баку-143, проспект Нариманова, 31, Академгородок,

Главное здание

Типография АН Азербайджанской ССР по печати.

Баку, проспект Нариманова, 31.

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХƏБƏРЛƏРИ

Ҷер елмлери серијасы, 1989, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1989 № 6

УДК 551.4.07(479.24)

Н. Ш. ШИРИНОВ, С. А. НИШАНОВ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА МЕЖДУРЕЧЬЯ СЫРДАРЬИ И ЗЕРАВШАНА

(в пределах Узбекской ССР, без Кызыл-Кумов)

Как известно, складчатая основа рельефа междуречья Сырдарьи и Зеравшана сформирована в герцинском орогенном этапе (Мушкетов, 1915; Наливкин, 1926; Петрушевский, 1948; Попов, 1938; Шульц, 1948 и др.). Геоморфологическим последствием орогенных движений этого этапа было образование горного рельефа, в общих своих чертах совпадающего с планом современного Тянь-Шаня. В течение мезокайнозойского времени горный рельеф подвергался длительной межорогенной планации, и к концу палеогена на его месте образовалась обширная пенепленизированная мелкохолмисто-грядовая равнина.

Современный рельеф формировался в новейшем тектоническом этапе, начавшемся с олигоцена резким усилением тектонических поднятий и полным и окончательным освобождением территории от морских бассейнов. Тектонические движения и сопутствующие им горообразовательные процессы в течение всего этапа отличались направленностью развития и были прогрессирующими в отношении эффективности отражения их в рельефе (рисунок). Однако эти движения носили ритмичный характер, о чем свидетельствует наличие серии поверхностей выравнивания на склонах горных сооружений, которые формировались между фазами усиления тектонических движений.

В развитии современного рельефа нами выделяется несколько крупных эпох:

1. Олигоценовая эпоха. В олигоцене изменяется знак движений, начинают преобладать поднятия (савская фаза альпийского тектогенеза). Но территория исследуемой области, представляющая собою в это время периферийную часть горной системы Тянь-Шаня, пока еще оставалась низкогорной и характеризовалась слабо расчлененным рельефом. В условиях равнин и низкогорья с небольшой контрастностью рельефа, при жарком тропическом климате, в понижениях рельефа формировались континентальные красноцветные отложения. Временами (в раннем и среднем олигоцене) создавались условия для планации рельефа. Склоны гор покрывались корой выветривания, а местами развивались процессы размыва и денудации, которые усиливались в позднем олигоцене, в связи с усилением тектонических поднятий (штрийская фаза).

2. Миоценовая эпоха. Продолжают медленно расти горные сооружения, четко выделяются хребты, гряды и котловины. Но по-прежнему продолжает преобладать равнинный и низкогорный рельеф. В благоприятных условиях происходит планация рельефа. В конце миоцена поднятия гор усиливаются (аттическая фаза) и горы достигают среднегорных отметок. Предполагается, что Туркестанский хр. в это время

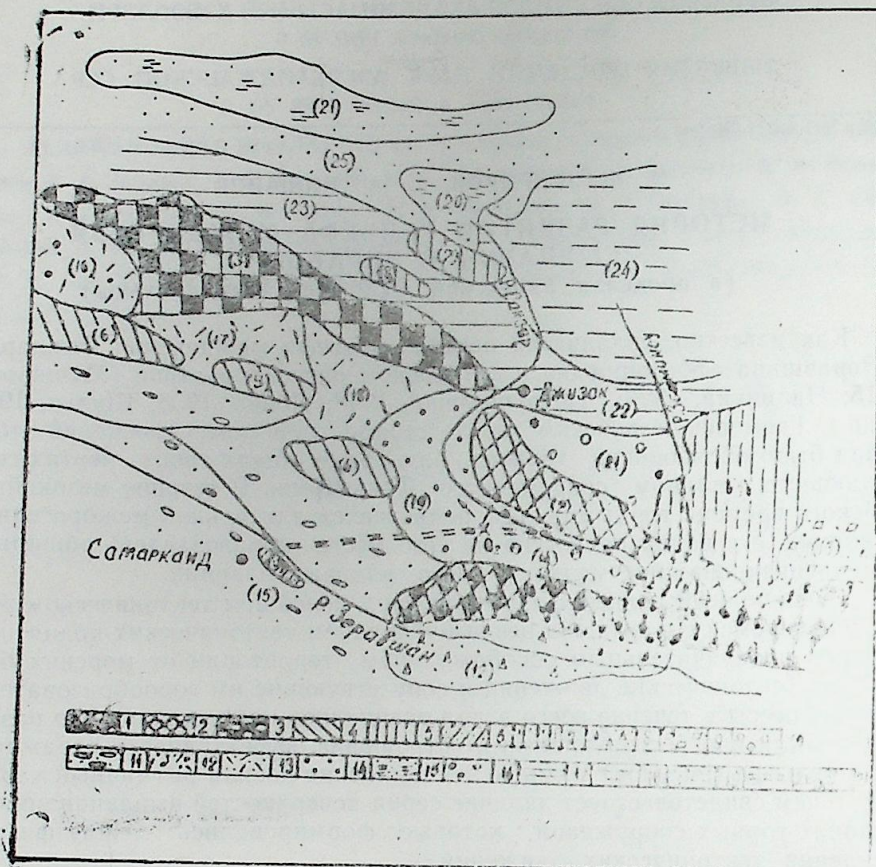


Схема возраста рельефа западных отрогов Туркестанского хр. и прилегающих равнин (сост. Н. Ш. Ширинов и С. А. Нишанов):

I. Крупные формы рельефа и начальные рубежи (в скобках, индексом) их формирования: А—Положительные: 1—хребты высокие (О₁); 2—хребты средневысотные (Мп); 3—хребты и гряды средне- и низковысотные (Мп—Р₁); 4—гряды низковысотные Р₁; 5—гряды и увалы низковысотные (Q₁₋₂); 6—увалы низковысотные (Р₁₃—Q₁); 7—нагорья средневысотные (Мп—Р₁); Б. Отрицательные: 8—котловины с галечниковым аллювием (Мп₃—Р); 9—котловины с галечниковым аллювием и флювиогляциальными образованиями (Р₁—Q); 10—котловины с галечниковым аллювием (Р₁—Q); 11—котловины с песчано-галечниковым аллювием и лессом (Р₁—Q₂); 12—котловины с песчано-гравелитовым пролювием и лессом (Р₁—Q₃); 13—котловины преимущественно с лессом (Q₁₋₂); 14—котловины с песчано-галечниковым аллювием (Q₂₋₃); 15—котловины с озерно-солончаковыми образованиями (Q₄); В. Равнины: 16—холмисто-грядовые, денудационные с галечниковым покровом (Q₁); 17—предгорные, наклонные, денудационно-аккумулятивные (аллювиально-пролювиальные) (Q₂); 18—наклонные, аккумулятивные (пролювиальные) (Q₃₋₄); 19—бугристо-западные, аккумулятивные (эолово-дефляционные). II. Прочие: 20—древние долины; 21—место, направление и время речных перехватов.

Наименование форм рельефа: (1)—Туркестанский хр.; (2)—Мальгузарский хр.; (3)—хр. Нуратау; (4)—гр. Гобтунтау; (5)—гр. Каракчатау; (6)—гр. Актау; (7)—гр. Балыкытау; (8)—гр. Бозайгыр—Писталнтау; (9)—гр. Чобанта; (10)—Зааминские горы; (11)—Кызылмазарская котл.; (12)—Пенджикендская котл.; (13)—Шахристанская котл.; (14)—Санзарская котл.; (15)—Самаркандская котл.; (16)—Нуратинская котл.; (17)—Кошрабадская котл.; (18)—Койташская котл.; (19)—Галляральская котл.; (20)—Тузканская котл.; (21)—Айдар-Арнасайская котл.; (22)—Джизакская равнина; (23)—Фаришская равн.; (24)—Мирзачельская равн.; (25)—Прикызылкумская равн.

достиг высоты 2000 м, а Мальгузарские и Нуратинские горы—1000—1200 м. Поверхности выравнивания, формировавшиеся до этого времени, придавали склонам хребтов ступенчатый характер. Зародились основы вертикальной дифференциации рельефа и ландшафта. Условия рельефа и климата способствовали широкому развитию степного (возможно, и сухостепного) ландшафта. В предгорных наклонных равнинах и внутригорных котловинах (Кызылмазарская котловина, долина Курпасай, приток р. Уаб) накапливались красноцветные, местами соленосные алевритовые и песчано-мелкогалечные отложения.

3. Плиоценовая эпоха. В начале плиоцена тектонические поднятия отличались небольшими темпами, а временами даже намечались их стабилизация и затухание. Создавались благоприятные условия для планации рельефа. В среднем плиоцене темпы поднятия гор усиливались (роданская фаза), сопровождались интенсивным размывом гор и накоплением в предгорной полосе, в аридных условиях климата, продуктов денудации в виде красноцветных соленосных алеврито-песчаных образований.

В верхнем плиоцене прослеживаются очередные стабилизация и затухание тектонических поднятий. Климат становится относительно холодным и влажным. Но к этому времени горы на востоке достигли среднегорного высотного уровня. Поэтому, несмотря на ослабление тектонических движений, приводораздельная полоса гор интенсивно размывалась. В связи с увлажнением климата реки отличались большим стоком и успевали выносить в предгорные равнины и межгорные прогибы достаточно большой объем песчано-галечниковых образований. В это время в верховьях палео-Санзара в пределах Кызылмазарской котловины накапливалась огромная толща песчано-галечниковых и суглинисто-галечниковых отложений с многочисленными горизонтами древних погребенных почв. Вся эта сероцветная толща лежит на размытой поверхности миоценовых красноцветных образований. Характер отложений показывает что в период их накопления происходила неоднократная смена условий климата, денудации и осадконакопления, следовательно, и экологических условий развития природных ландшафтов.

Вдоль подножий гор и в бортах межгорных котловин имелись благоприятные условия для планации рельефа и формирования самых молодых поверхностей выравнивания.

В конце плиоцена резко усиливается темп поднятия гор (валахская фаза), сопровождаемый процессами их разрыва и расчленения. Заметно увеличивается контрастность рельефа. В водораздельной зоне Туркестанского хр. впервые в новейшем этапе возникает высокогорный рельеф. Усиливается дифференцированность тектонических движений. Все это и прогрессирующие процессы углубления речных долин и регрессивной эрозии (особенно в верховьях поперечных долин) создают благоприятные условия для частичной перестройки гидрографической сети. Верховья р. Санзар и ее притоки, берущие свои истоки из северного склона Туркестанского хр. (Шаукартау), в конце плиоцена были перехвачены р. Еттикечу (приток р. Зааминсу), до этого успевшей перепилить водораздел Мальгузарского хр. С этого времени осуществлялся усиленный размыв миоцен-плиоценовых, песчано-суглинисто-галечниковых отложений, до этого выполнивших всю Кызылмазарскую котловину. Только этой перестройкой и усиленным размывом указанной толщи Кызылмазарской котловины можно объяснить большую мощность четвертич-

ных отложений в низовьях р. Зааминсу, значительно превышающую мощности аналогичных по возрасту образований в низовьях р. Санзар, сток которой намного превышает сток р. Зааминсу.

Перестройку речной сети в верховьях р. Санзар можно объяснить и поднятием современного водораздела бассейнов рек Санзар и Зааминсу в районе поперечного отрога Туркестанского хр. Кызылтурук.

В конце плиоцена были заложены основы геоморфологических и ландшафтных вертикальных поясов, которые наблюдаются в современную эпоху. Происходит дифференциация экзогенных рельефообразующих процессов и обусловленных ими форм рельефа, а также основных элементов природных ландшафтов по этим вертикальным поясам.

В позднем плиоцене активизируются поперечные «анти Тяньшанские» глубинные разломы в западной части территории, заложенные в новейшем тектоническом этапе вкосте простирающихся более древних продольных разломов. Намечаются структуры и соответствующие им формы рельефа, созданные движениями, происходящими по этим разломам. Нуратинские горы, расположенные к западу от наиболее крупного из этих поперечных разломов (Гиссаро-Чимкентского), трансформируются в пределах исследуемой области вдоль поперечного отрезка долины р. Санзар, целиком опускаются по отношению восточной части горной территории, и впрямь эта горная система развивается самостоятельно, в совершенно иных, субплатформенных условиях.

4. Плейстоценовая эпоха в отношении развития рельефа является как бы продолжением позднего плиоцена. Усиления тектонических движений и сопутствующих процессов рельефообразования продолжают развиваться в плейстоцене почти в том же плане, что и в позднем плиоцене. Однако наблюдается усиление темпа поднятий гор и похолодание климата, начавшееся еще в конце позднего плиоцена.

По сравнению с другими горными областями Альпийско-Гималайской орогенной зоны амплитуды плейстоценовых (четвертичных) поднятий в Тянь-Шане и Памире измеряются внушительными величинами. В горной области исследуемой территории, расположенной в западной части горной системы Тянь-Шаня, где она, по существу, испытывает относительное погружение, величина поднятия превосходит 1000 м. Это и определило дальнейший ход развития рельефа территории в четвертичном периоде. Окончательно формировались в этот период все основные детали современного рельефа. Более контрастным стал высокогорный рельеф. Вертикальные геоморфологические и ландшафтные пояса претерпевали существенные изменения и приобрели современный свой облик.

Похолодание климата в позднем плиоцене и неоднократно в течение плейстоцена привело к горному оледенению высокогорной части Тянь-Шаня и Памира. Оледенению подвергались также восточная и центральная части Туркестанского хр. Но в западной части хребта, которая входит в пределы исследуемой территории, благоприятных гипсометрических условий рельефа для развития горно-долинных ледников не было. Выше снеговой линии того времени поднимался лишь хр. Шаукартау, где на северных склонах наблюдаются кары, а в конце их морены, которые не спускаются ниже 3400 м современной высотной отметки. Кары и морены, несмотря на интенсивность денудационных процессов в этой части хребта, сохранились очень хорошо, со всеми деталями строения. Это позволяет считать их следами вюрмского оледенения. В более ранние эпохи

четвертичного периода в горной части исследуемой области ледников не было, т. к. горы со своими высотными отметками не достигли еще снеговой линии.

В эпоху четвертичных оледенений территория Средней Азии, в т. ч. исследуемая область, входила в плейвиальную зону, где происходило накопление в межгорных и предгорных впадинах мощной толщи аллювиальных галечниковых отложений, а лессовые породы, образовавшиеся в предыдущие геологические эпохи в более аридных климатических условиях, подвергались размыву и переотлагались в виде мощных прослоев и линз лессовидных суглинков в толще аллювиальных образований. Образование горно-долинных ледников в приводораздельной зоне высоких горных сооружений в плейвиальной эпохе объясняется высотными отметками горных хребтов, часто превышающих 5 тыс. м высоты.

В межледниковые эпохи исследуемая область и вся территория Средней Азии отличались засушливым и жарким климатом. В эти эпохи образования галечниковых отложений резко ограничивались и усиливались процессы лессообразования. Наиболее благоприятные условия для накопления лесса имелись во внутриворонных впадинах (Самаркандская, Галляаральская, Койташская, Кошрабадская), где их мощность достигает 25—40 м.

Чередование плейвиальных и засушливых эпох в течение четвертичного периода играло важную роль в дифференциации ландшафтов, формировании вертикальных ландшафтных поясов и в периодическом изменении их границ.

Еще одной особенностью четвертичной истории развития рельефа является усиление глубинного врезания речных долин и образование комплекса террас, которые были обусловлены высоким темпом поднятий гор, с одной стороны, и ритмичным характером этих движений — с другой. Характерной особенностью исследуемой территории в этом отношении является образование пяти уровней террас, которые отвечают крупным циклам в процессах глубинного врезания рек и террасообразования, соответствующим ритмам тектонических движений.

Тектонические движения в течение всего плейстоцена проявлялись усиленными темпами. Однако и здесь прослеживаются отдельные отрезки времени, когда тектонические поднятия гор достигали своей кульминации. Так, например, перед средним плейстоценом наблюдается резкое возрастание темпа тектонических движений (пасаденская фаза), приведшее к усилению размыва гор и углублению речных долин. Наблюдается некоторая перестройка речных систем. Река Санзар в низовьях покидает свою долину и направляется вначале на север-северо-восток, в сторону Галляаральской котловины, прорезает юго-западное погружение Мальгузарских гор в районе «Темирлановых ворот» и резко поворачивает на север, в сторону впадин Айдар, Тузган и Арнасай. Это было связано с активизацией тектонических движений (опусканий) вдоль Гиссаро-Чимкентского глубинного разлома, с одной стороны, и погружением вышеуказанных впадин — с другой.

В это время завершается дифференциация рельефа Нуратинских гор. Оформляются хребты и гряды Северо- и Южно-Нуратинских гор, испытавшие интенсивные поднятия, и межгорные впадины, отделяющие эти горные системы. Впадины заполняются рыхлыми образованиями.

Еще одной особенностью этого периода развития рельефа является окончательное формирование равнин Джизакских и Фаришских степей,

а также равнин впадин с присущими им ландшафтными особенностями. В это время образуются также низкогорные гряды Балыккытау, Пис талитау и другие, осложняющие равнинный рельеф Фаришских степей. Окончательное формирование рельефа озерных и солончаковых впадин Балыккы, Чимкурган, Арнасай, Тузган и Айдар также относится к этому времени.

Литература

1. Мушкетов И. В. Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным путешествий 1874 и 1880 гг. — СПб, 1886, т. 1; СПб, 1906, т. 2.
2. Наливкин Д. В. Очерки геологии Туркестана. Ташкент—Москва, 1926.
3. Петрушевский Б. А. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время. — БМОИП, отд. геол., 1948, т. 53, вып. 5.
4. Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. — Ташкент: АН УзССР, 1938.
5. Юрьев А. А. К неотектонике западного окончания Туркестанско-Зеравшанской горной системы. — В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.

Н. Ш. Ширинов, С. Э. Нишанов

СЫР-ДЭРҶА ВЭ ЗЭРЭФШАН АРАСЫНДА РЕЛҶЕФИН ИНКИШАФ ТАРИХИ (Өзбекистан ССР эразисинда, Гызылгумсуз)

Муасир релјеф Палеокенин сонунда формалашмага башлајыр. Олигоцендэ релјеф алчаг дағлыг вэ дүзэнликлэрдэн ибарэт олмушдур. Релјефдэ планасија кетмиш, ашырма габыгы жаранмышдыр. Дөврүн ахырларында тектоник галхма нисбэтэн күчләнмишдир. Миосендэ силсилэ вэ тирэлэр, онларын арасында чөкөкликлэр формалашса да алчаг дағлыг вэ дүзэнликлэр үстүнлүк тәшкил едир. Релјеф планасијага уграмыш, миосенин сонунда тектоник галхма күчләнмишдир. Хүндүрлүжү 2000 м-э чатан орта дағлыг жаранмышдыр. Релјефдэ шагули гуршагларын өзүлү гојулмуш, чөкөкликлэрдэ алрәнкли, дузлу чөкүнтүлэр топланмышдыр. Плиоцендэ ики дэфэ планасија вэ тектоник галхманын күчләнмәси олмушдур, жүксәкдағлыг формалашмышдыр. Киссар-Чимкәнд көндәлән тектоник жарыгы фәаллашыр, релјефин инкишафына, чај шәбәкәсинин дәјишмәсинә тә’сир едир. Квартердэ эрази даһа интенсив галхыр, бузлаглар эмәлэ кәлир.

N. Sh. Shirinov, S. A. Nishanov

THE HISTORY OF DEVELOPMENT OF THE INTERRIVER RELIEF OF SYRDARIA AND ZARAFSHAN

The present relief began to form oliocene. At that time the relief was presented by lowlands and plains, experiencing planation. Tectonic uplift increased at the end of this period. Though in the miocene there formed ranges, in between hollows, but lowlands and plains prevailed. At the end of miocene the tectonic uplift increased and formed middle mountains with the height of 2000 m. The basis of vertical zones began to form in relief, redcoloured saltbearing deposits accumulated in hollows. Twofold planation and tectonic uplift took place in pliocene, and highlands formed. Hissaro-Chimkent cross tectonicbreak activated; it exerted an active influence on the development of relief and reconstruction of river net. In Quaternary the territory was subjected to more intensive uplifting and there formed glaciers.

УДК 551.4

Г. А. ХАЛИЛОВ

О ПРОБЛЕМАХ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ВОЗМОЖНОСТЯХ ИХ РЕШЕНИЯ

Современная геоморфология, находясь в тесном контакте со смежными науками и широко используя их достижения, занимает должное положение в познании и изучении планеты Земля и ее сложнодинамических материальных систем. Между тем, прогресс и признание паритета геоморфологии в системе наук о Земле предполагает решения, разработки и усовершенствования существующих в ней проблем, методов и направлений исследования. Данные понятия, представляя триаду взаимосуществующих парадигм системы движущих сил науки, могут характеризоваться эволюционным триединством геоморфологии, одному из основных слагающих которого и посвящена настоящая статья.

Методы в этой системе, являясь совокупностью способов познания объекта исследования, занимают важное место в расширении возможностей геоморфологии и обеспечении ее самостоятельности. С их развитием, как отмечается в [1], неразрывно связаны также новые открытия и переход к новым направлениям в науке (в этом отношении наиболее показательны открытие срединно-океанических хребтов, развитие космогеологии и т. д.). Отсюда и необходимость разработки и усовершенствования технологии познания рельефа и внедрения принципиально новых, более эффективных и перспективных методов в геоморфологических исследованиях. Подобными, в комплексе целого ряда применяемых в них методов, являются дистанционные, индикационные, системные математические и другие методы, которые недостаточно или вовсе не используются в наших исследованиях.

Направления, как совокупность аналогичных по функции и назначению проблем, сложились благодаря дифференциации геоморфологии в свете основополагающей парадигмы развития науки—диалектического единства фундаментальных и прикладных исследований. (Характерная для экстенсивной стадии развития дифференциация оправдывается не как способ нарушения единства науки, а как необходимость интеграции ее в интенсивной стадии). Формировавшиеся на базе традиционной триады история—климат—структура эти направления (структурное, климатическое, историческое, прикладное, динамическое, марингеоморфологическое, экспериментальное и др.) представляют широкую сеть геоморфологических исследований и играют важную роль в познании рельефа.

Проблемы как противоречивые ситуации в объяснении изучаемых объектов возникают, главным образом, в связи с необеспеченностью наших суждений о них достаточным знанием. Следовательно, проявляясь по мере обогащения науки новыми фактами и идеями, проблемы отражают закономерность и сущность диалектики развития и, приобретая статус основных атрибутов геоморфологии, оказывают существенно влияние на тенденции ее развития.

В системе сложных и нерешенных задач геоморфологии они, сопряжены с теоретическими (фундаментальными) и прикладными (специализированными) аспектами исследования и подразделяются соответственно, на общие и частные проблемы. В комплексе этих проблем можно выделить также приватные и устоявшиеся проблемы, как развитие теории геоморфологии и принципа изучения; упорядочение собственных законов; анализ содержания, структуры и механизма эволюции объекта изучения; разработка классификации и терминологии; определение возраста, генезиса и количественных показателей поверхностей выравнивания, террас, денудационного среза, оледенения; реализация результатов геоморфологических исследований в практике; разработка основ прогноза, картографирования и т. д. Все они являются либо слабо исследованными, либо не решенными однозначно. Решение их в свете требований адекватных теорий и методологической концепции науки (марксистско-ленинская теория познания) предполагает диалектический подход и неразрывно связано с учением об атрибутах материи и о законах и категориях материалистической диалектики, главные положения которой и составляют основу изложенных в настоящей работе суждений.

В свете философского понимания движения как способа, а пространства и времени—как формы существования материи в природе признается множество качественно различных форм и носителей движения, которые, проявляя тесную связь и взаимообусловленность, отличаются значительной самостоятельностью и специфичностью свойственных им закономерностей. Согласно данной концепции, в качестве одного из основных форм движения и его носителей, вслед за Б. М. Кедровым [2], О. В. Кашменской [3] и другими выделяются соответственно геоморфологическая форма движения и рельеф, которые представляют синтез географической (экзогенной) и геологической (эндогенной) форм движения материи и их носителей (морфоскульптур и морфоструктур). Изучение последних согласно иерархической субординации в системе форма движения—научная дисциплина входит в компетенции геоморфологии, чем, в частности, и определяется аспект ее синтетической сущности и самостоятельности.

Теоретической предпосылкой познания носителя геоморфологической формы движения материи определяется принцип коррелятивности, который и развивается на основе диалектических категорий «форма» и «содержание» [4; 5]. Суть его в геоморфологии сводится к тому, что между морфологией и структурно-вещественными и динамическими составляющими форм рельефа существует функциональная зависимость. т. е. форма рельефа коррелятивна организующему ее содержанию. Данный принцип, отражая неразрывность законов диалектического материализма и законов геоморфологии, позволяет раскрыть сущность системной организации объектов изучения и, отличаясь универсальностью, обеспечивает полноту геоморфологического познания—определения механизма эволюции рельефа, изучение генезиса и закономерностей пространственно-временной дифференциации его форм, объемное осмысление морфоструктур, суждение о «содержании» форм и рельефа по их «форме» и наоборот, объективное осуществление палеорекострукций и т. д.

С позиции концепции принципа коррелятивности определяется и трактуется содержание важнейших понятий-атрибутов геоморфологии; объект изучения геоморфологии—геоморфосфера (геоморфологическая сфера) — это планетарного уровня организации выше астеносферы, от-

крытая сложно-динамическая корреляционная система — носитель геоморфологической формы движения материи; рельеф—это пространственно-временное выражение — экспозиция, сложно-динамическая система — носитель геоморфологической формы движения материи, коррелятивный единству форм ее существования; морфоструктура—это закономерно-целостные, объемно-разнопорядковые и пространственно-временные системы-носители геоморфологической формы движения материи коррелятивные содержанию эндогенной (геологической) ее составляющей, а морфоскульптуры—экзогенной (географической).

В современной стадии развития науки, когда действительность должна отражаться в определенных законах, особое значение в системе теоретических проблем приобретает осмысление и упорядочение собственных законов геоморфологии. В этом аспекте возможно выделение следующих основополагающих и более универсальных законов, которые и отражают суть фундаментальных положений диалектического материализма: закон единства и борьбы противоречивых составляющих геоморфологической формы движения материи или закон взаимообусловленности и неразрывности—причина развития рельефа; закон взаимного перехода количественных и качественных изменений в геоморфологической форме движения материи или закон единства непрерывности и прерывности (континуально-дискретность: бесконечность) — механизм развития рельефа; закон отрицания старых форм носителей геоморфологической формы движения материи с новыми или закон консервативно-унаследованной повторяемости—цикличность развития рельефа.

Проблема классификации и терминологии в геоморфологии связана, главным образом, с отсутствием единства в подходах в систематике и абстрактно-многозначностью определенных понятий. Она, в частности, проявляется в несовершенности геоморфологической терминологии, стремлении одновременного учета всех показателей изучаемого объекта в единой схеме классификации и отражения в названиях морфоструктур морфологических интерпретаций тектонических структур. Следовательно, решение данной проблемы требует разработки единого принципа классификации и логической основы терминообразования, при котором наиболее перспективными представляются принцип коррелятивности и системная ориентация в геоморфологии. Примером тому, помимо работ И. П. Герасимова [6; 7 и др.] может служить попытка автора в создании общей схемы классификации рельефа и морфоструктур, а также присвоении им собственно морфоструктурного содержания [4, 8, 9].

В отношении же разработки теории познания механизма рельефообразования следует отметить, что она тесно связана с существующими научными концепциями развития Земли. Поэтому для полноты суждений данного аспекта необходимо, не игнорируя позиции господствующих концепций, учитывать и современные концепции (неомобилизм, очаговая тектоника и др.), благодаря которым происходят кардинальные изменения во взглядах о саморазвитии планеты, ее глубинных сферах, минерагении т. д. В решении данной проблемы важную роль могут сыграть экспериментальные исследования, основной целью которых является моделирование процессов геоморфогенеза. Данные работ в этом направлении необходимы для суждения о теоретических модельно-динамических и статических геоморфологических системах и подтверждения априорных и предполагаемых положений.

В комплексе частных проблем геоморфологии проблемы поверхностей выравнивания, террас и денудационного среза благодаря тесной их взаимосвязи характеризуются общностью постановки вопроса и связаны, главным образом, с понятийно-терминологической разработкой, классификацией, генезисом, возрастом и количественными оценками. Решение этих вопросов значительно затруднено в связи с чрезвычайной сложностью горных сооружений республики и необеспеченностью методов изучения с необходимыми аналитическими и фактическими данными. Между тем, не имея возможности рассматривать здесь весь комплекс связанных с данной проблемой вопросов, укажем лишь на некоторые принципиальные положения относительно сущности этих явлений. Это представление о низовом происхождении (на абразионно-аккумулятивном уровне); метасинхронность и локальность развития; связь с условиями эволюции морфоструктур; синхронность с растяжением земной коры (синрифтогенность); корреляция со стратиграфическими несогласиями; соответствие уровню местного базиса денудации, возникающего при тектонических стабилизациях и трансгрессиях. При этом весьма перспективным представляется разработка, на основе реконструкции морских трансгрессий и регрессий, корреляционного метода определения возраста и количества поверхностей выравнивания. Суть метода заключается в том, что последние при благоприятных условиях формируются в пространстве между границами максимальной трансгрессии и регрессии (в рамках единого цикла), в рельефе же сохраняются фрагменты лишь той поверхности, которая уже не перекрывается последующими трансгрессиями.

При определении возраста и количества террас, наряду с корреляцией изучаемых уровней с достоверно датированными террасами, а также морскими трансгрессиями и климатическими изменениями, следует восстановить геодинамические условия развития морфоструктур, в пределах которых они формировались, и построить теоретические модели террасообразования. Установленные таким образом стабилизации тектонических движений, в месте с другими благоприятствующими условиями террасообразования как во времени, так и в пространстве будут соответствовать возрасту и количеству террас.

В отношении количественных параметров денудационного среза следует отметить, что из-за недостаточности фактических данных, необходимых для анализа, нам приходится ограничиваться в основном стратиграфическим методом определения его тотальной мощности. Поэтому для восполнения данного пробела необходимо широко использовать количественные данные о термодинамических условиях образования минералов и горных пород и внедрение результатов морфометрического анализа применительно к определению объемов перемещенных масс.

Проблематичность оледенения связана, главным образом, с определением их возраста и количества. Решение вопроса по следам деятельности ледников в горных сооружениях значительно осложняется вследствие уничтожения их последниковыми денудационными процессами. Отсутствием следов оледенения ниже высокогорной ступени в некоторых горных регионах неоправданно, на наш взгляд, отрицается существование ледников более древних эпох. Поэтому здесь важным являются палеогеографические реконструкции установления оптимальных климатических условий для оледенения.

Проблема возраста рельефа тесно связана со значительной и неизбежной изменчивостью проявления процессов морфогенеза во времени и пространстве. Следовательно, основой определения возраста рельефа может служить закономерность асинхронности и пространственной неоднородности его эволюции. При этом, согласно принципу коррелятивности, возраст каждой формы рельефа следует исчислять с момента возникновения наблюдаемой корреляционной связи между формой и содержанием, т. е. не временем формирования самой структуры (как эндогенной, так и экзогенной), а временем зарождения формы подобной современной.

Следует отметить, что в решении рассматриваемых частных проблем важную роль могут сыграть мариногеооморфологические исследования. Знания о влиянии моря и места его в развитии и изменении рельефа, приобретенные изучением рельефа дна и берегов водных бассейнов в данном направлении, таят в себе огромные потенциальные возможности, необходимые для познания закономерностей эволюции и условий формирования современного рельефа суши. В этом отношении значительный интерес и перспективу представляет исследование рельефа берегов и дна Каспийского моря. Так, регионы альпийского орогенеза, для которых море еще не утратило статус исходной кузницы рельефа, являются наиболее благоприятными в приложении к ним принципа актуализма в палеогеоморфологических реконструкциях.

Проблема геоморфологического прогноза сопряжена со значительной сложностью взаимодействия и изменчивостью проявления эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования во времени и пространстве. Следовательно, решение ее неразрывно связано с изучением физической сущности и механизма, а также закономерностей развития процессов морфогенеза, при котором важная роль принадлежит динамической геоморфологии. Исследования в этом направлении ведутся непосредственными наблюдениями и сравнительным анализом разновременных моделей местности (геоморфологических карт, фотоснимков и др. данных), для чего необходимо расширение сети стационарных и опытных наблюдений и осуществление всемерного использования информации дистанционного зондирования. Между тем важнейшими моментами исследований в этом аспекте является рассмотрение самих форм рельефа как объемных корреляционных систем, а образующих их эндогенных и экзогенных процессов в синхронном и взаимообусловленном развитии. При этом важным представляется изучение роли и скорости процессов, участвующих в механизме саморазвития целостных систем разного ранга.

Проблема реализации результатов геоморфологических исследований возникает, главным образом, из-за отсутствия надлежащей связи между наукой и производством. Поскольку прогресс науки во многом определяется диалектическим их единством, то решение данной проблемы приобретает и важное познавательное значение. При этом существенная роль принадлежит прикладной геоморфологии, теоретическую основу которой составляют принадлежность рельефа (как объекта изучения) к наиболее важному компоненту системы «человек—природная среда» и потребность охраны и рационального использования естественных ресурсов (как необходимость сохранения гармонии в системе). Между тем значительная тектоно-магматическая и минерагеническая пестрота территории республики, обуславливая наличие здесь необходимых предпосылок и критериев образования различных типов месторож-

дений полезных ископаемых, обеспечивает надежность и перспективу геоморфологии в прогнозно-минералогических исследованиях. Помимо того, тесная связь с определенными геологическими структурами и высокая степень корреляции месторождений и эндогенных форм рельефа, т. е. их генетическая адекватность, определяют примат морфоструктурного анализа в поисковых работах.

Следует отметить, что исходным базисом вышеизложенных разработок и исследований является геоморфологическое картографирование. Поскольку геоморфологические карты, концентрируя в себе пространственную и временную информацию о рельефе, представляют огромную познавательную и практическую ценность, решение проблем, связанных с картографированием, является весьма актуальной задачей геоморфологии. Поэтому большое научное и практическое значение имеет разработка принципов и совершенствования методов, а также расширение масштабов картографирования и составление сводных, общих и специализированных карт определенного масштаба как для отдельных регионов, так и для территории республики в целом.

Таким образом, необходимым условием развития геоморфологической теории и решения связанных с ней проблем является взаимодействие диалектического материализма и геоморфологии, которое организационно осуществляется мировоззренческой и методологической направленностью научных исследований, а также методологическими семинарами. Поэтому, помимо включения в план научных исследований теоретических разработок, следует широко обсудить на методологических семинарах доклады по философским вопросам геоморфологии и расширить публикацию посвященных им работ.

Решение проблем геоморфологии требует также осуществления ряда определенных организационных вопросов, включающих такие практические меры, как создание геоморфологической комиссии при президиуме АН Азербайджанской ССР, структурных подразделений в соответствующих научно-исследовательских организациях, кафедры в Азгосуниверситете, тематических — в геологических учреждениях, геоморфологической службы в Совмине республики, обеспечении исследований с высококвалифицированными специалистами, а также повышение роли и ранга геоморфологов в кадровой структуре и практике министерств и ведомств и т. д.

Литература

1. Невсетаилов Г. А. Интенсификация академической науки. — Минск, 1986. — 214 с.
2. Кедров Б. М. О соотношении форм движения материи в природе. Философские проблемы современного естествознания. — М.: Изд-во АН СССР, 1959.
3. Кашименская О. В. Теория систем и геоморфология. — Новосибирск: Наука, 1980. — 120 с.
4. Халилов Г. А. Морфоструктурный анализ северо-западной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Баку, 1980. — 25 с.
5. Халилов Г. А. Проблемы морфоструктурного анализа. — Тез. докл. к 17 пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР. Новосибирск: Наука, 1982, с. 153—155.
6. Герасимов И. П. Архитектура Земли (геотектура) в свете теории глобальной тектоники плит. — Геоморфология, 1976, № 3, с. 3—14.
7. Герасимов И. П. Проблемы глобальной геоморфологии. — М.: Наука, 1986. — 207 с.

8. Халилов Г. А. Принцип таксономической классификации морфоструктур. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1978, №6, с. 63—69.

9. Халилов Г. А. О принципе общей классификации рельефа Земли. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1984, №6, с. 45—48.

Г. А. Халилов

ГЕОМОРФОЛОГИЯНЫН ПРОБЛЕМЛЭРИ ВЭ ОНЛАРЫН ХЭЛЛИ ХАГГЫНДА

Мәгалә геоморфологиянын үмуми (нәзәри) вә хусуси (әмәли) проблемләринә хәср олунмушдур. Бурада онларын сәчијјәси вә хәллинин бәзи елми вә тәшкилати мәсәләләри шәрһ олунур. Он плана чәкилән нәзәри проблемләр диалектик үсулун фөвгүндә арашдырылыр. Хусуси проблемләрин хәллиндә бир сыра мұлаһизә вә тәдгигат үсулларынын әһәмијјәти көстәриллр.

Г. А. Khalilov

ON THE PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGY AND THEIR SOLVING POSSIBILITIES

The article deals with the general (theoretical) and particular (special) problems of geomorphology. The characteristics of problem and some scientific and organization questions of their solving are stated here. The theoretical problems put in the forefront are considered in the light of dialectic point of view. The importance of a number of observations and the methods of investigation in solution of particular problems is pointed out.

УДК 551.44(479.24).

Х. К. ТАНЫВЕРДИЕВ, А. С. САФАРОВ

ПАЛЕОРЕЛЬЕФ ШЕМАХА-КОБЫСТАНСКОЙ ОБЛАСТИ И АПШЕРОНА В ОЛИГОЦЕНЕ-ПОЗДНЕМ МИОЦЕНЕ

Начало майкопского времени (олигоцен-ранний миоцен), отвечающего началу альпийского орогена, приходится на начало формирования Ш—К* и Апшеронского наложенных прогибов. Анализ мощностей майкопских отложений показывает, что наибольшее прогибание (1500 м и более) испытала Чараган-Сангачальская часть Ш—К области (Хаин, 1950). Рельеф исследуемой территории в это время характеризовался в основном подводным развитием. Песчано-глинистый с прослоями конгломератов состав нижемайкопских отложений в Халтан-Хизинской и Алаташской полосах свидетельствует о расчлененном рельефе Шахдаг-Бешбармакского и Алтыгач-Куркечидагского поднятий. Юго-восточная оконечность последнего представляла собой нерасчлененную, низкую денудационную равнину, на что показывает глинистый состав майкопских отложений юго-восточной части исследуемой области. Фациальные изменения в окрестностях Алаташской геонантиклинали свидетельствуют о том, что здесь в раннем майкопе иногда возникала суша с низким рельефом.

В позднем майкопе происходят некоторые изменения в тектонической обстановке территории. Ось максимального прогибания постоянно перемещается к юго-востоку по линии Сюнди—Гиджаки—Чеильдаг, достигая наибольшего значения в пределах Джейранкечмазской депрессии (рис. 1), что было обусловлено интенсивным прогибанием соседней Южнокаспийской впадины. В это время происходит трансгрессия моря, о чем свидетельствуют следы размыва между глинистыми майкопскими отложениями и эоценовыми, палеоценовыми и меловыми образованиями на западе территории. При этом значительно сокращается площадь суши, располагавшейся на месте Шахдаг-Бешбармакского, Алтыгач-Куркечидагского, Вандамского и Ширванского поднятий, представленной низкими денудационными равнинами. О последнем свидетельствует преобладание глинистых верхнемайкопских отложений на севере территории. К югу постепенно увеличиваются количество и мощность песчаных прослоев, что объясняется наличием здесь, на стыке Кобыстанского и Нижнекуринского прогибов, Ширванской суши с низким и слабо расчлененным рельефом (Хаин, Шарданов, 1952; Ахмедов, 1957). В узкой прибрежной полосе моря формировались плоские аккумулятивные морские и абразионно-аккумулятивные нерасчлененные равнины, сложенные глинистыми, суглинистыми и песчанистыми отложениями. Абразия происходила на участках Бешбармакского, Куркечидагского и Лагичского поднятий.

Дно морского бассейна было представлено сложной песчано-глинистыми отложениями аккумулятивной равниной, на фоне которой выделялись пологие увалы на участках Набур, Аджидере, Ильхичи, Кален-

* Здесь и дальше подразумевается Шемаха—Кобыстан.....

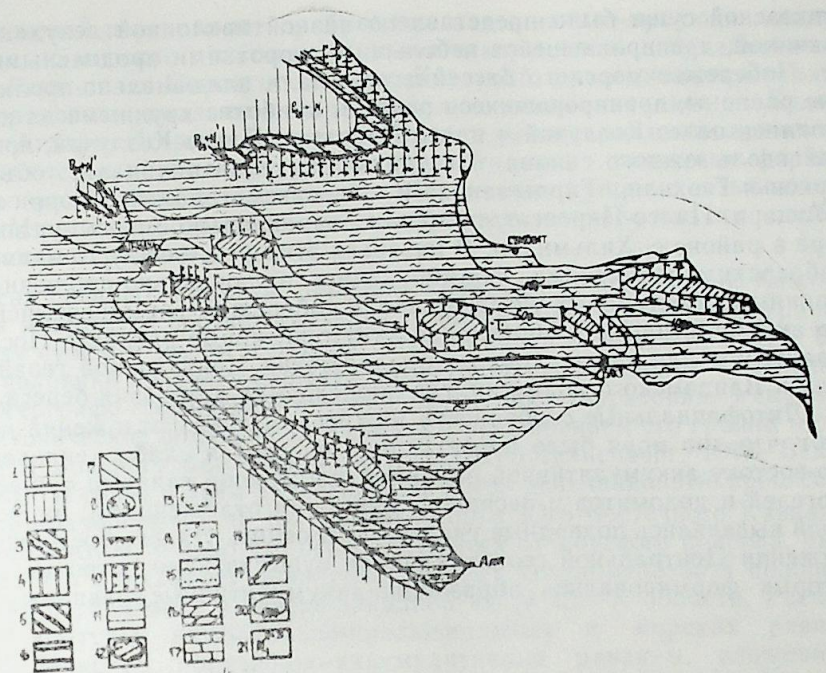


Рис. 1. Палеогеоморфологическая карта Шемаха-Кобыстанской области и Апшерона (поздний майкоп):

Суша. Типы рельефа: Горы: 1—хребты и плато низкие, слабо-расчлененные с элементами поверхностей выравнивания и древних долин. Равнины: Денудационные; 2—наклонные, расчлененные. Абразионно-аккумулятивные; 3—слабонаклонные, слабо-расчлененные; 4—слабонаклонные, слаборасчлененные, увалисто-грядовые, островные. Аккумулятивные; 5—аллювиально-пролювиальные слабо-наклонные, слаборасчлененные; 6—аллювиально-морские плоские, слабоволнистые, нерасчлененные; 7—пролювиально-делювиальные слабонаклонные, слаборасчлененные. Формы рельефа: 8—дельты; 9—абразионные уступы. Дно моря. Типы рельефа: Равнины: 10—абразионно-аккумулятивные слабонаклонные; 11—аккумулятивные слабо-наклонные, осложненные подводными увалами и котловинами. Формы рельефа: 12—увалы; 13—котловины. Литология: 14—пески с галечниками; 15—глины песчаные; 16—глины с прослоями мергелей и доломитов; 17—известняки; 18—суглинки. Прочее: 19—береговые линии морских бассейнов; 20—изопахиты; 21—возраст рельефа.

дартепе, Коун, в Кюрдаханы-Бузовнинской зоне, на юго-восточном продолжении Алтыгач-Куркечидагского поднятия, отвечающие антиклинальным структурам.

На границе раннего и среднего миоцена произошла неглубокая регрессия, быстро сменявшаяся тарханской трансгрессией, значительно распространившейся на запад. Анализ литофациальных особенностей отложений показывает на отсутствие существенных различий в рельефе суши в тарханское время по сравнению с таковым в майкопском времени. Такая обстановка в основном сохраняется до раннего сармата, когда усиливаются поднятия на Б. Кавказе и прогибания в Каспийской впадине. Судя по литофациальным особенностям нижнесарматских отложений в Ш—К области, представленных песчано-глинистыми образованиями в прибрежной полосе, замещающимися мергельно-глинистыми отложениями в центральной области, юго-восточное продолжение Большо-

кавказской суши было представлено низкой наклонной денудационной равниной, дренировавшейся небольшими короткими продольными реками. Побережье морского бассейна занимали аллювиально-пролювиальные равнины, дренировавшиеся реками, наиболее крупными из которых являлись палео-Козлучай и палео-Пирсагат. Палео-Козлучай, протекавший вдоль южного склона Центральной геоантиклинали, объединял верховья Геокчая, Гирдыманчая и Пирсагат, впадая в море севернее с. Агдара. Палео-Пирсагат, протекая параллельно первому, впадал в море в районе с. Хильмилли. В низовьях этих рек, между Вандамским и Дибрарским поднятиями, формировались аллювиально-пролювиальные равнины. На остальных участках вдоль побережья формировались морские аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные равнины. Последние характерны для юго-восточного продолжения Центральной геоантиклинали и Вандамского поднятия, где происходила и абразия берега.

Литофациальные особенности нижнесарматских отложений показывают, что дно моря было представлено плоской и слабо наклоненной к юго-востоку аккумулятивной равниной, сложенной глинами с прослоями мергелей и доломитов и песчано-глинистыми отложениями, на фоне которой выделялись подводные увалы и котловины. На юго-восточном продолжении Центральной геоантиклинали существовали островки, вокруг которых формировались абразионно-аккумулятивные равнины.

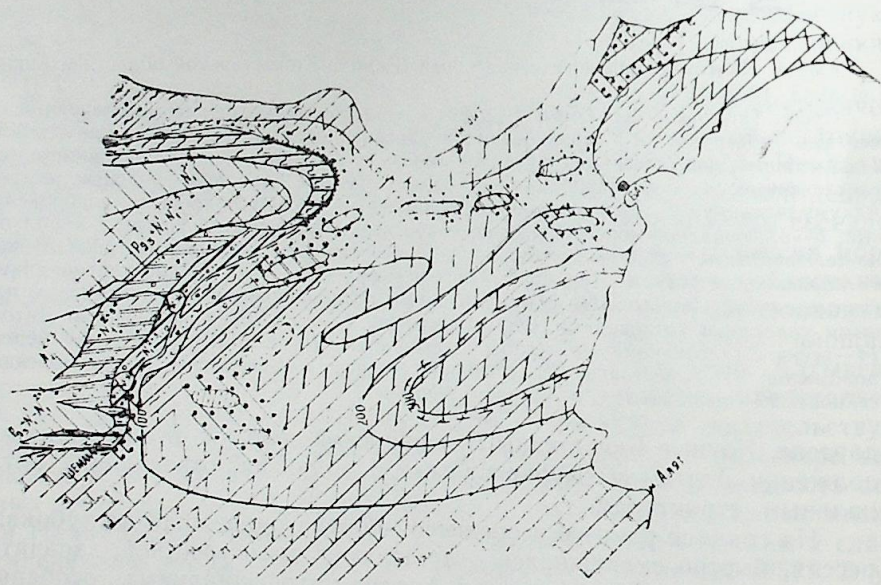


Рис. 2. Палеогеоморфологическая карта Шемаха—Кобыстанской области и Апшерона (поздний сармат). условные обозначения те же, что и на рис. 1).

Начало среднего сармата знаменуется очередной трансгрессией моря. Шемахинская фация среднесарматских прибрежных песчано-глини-

тых отложений перекрывает прибрежные аллювиально-пролювиальные, аллювиально-морские дельтовые и значительную часть денудационных равнин. Реки палео-Пирсагат и палео-Козлучай, придерживаясь своего направления, впадали в море несколько северо-западнее сс. Хильмилли и Агдара. Острова, существовавшие в раннесарматском времени, превращаются в подводные увалы. Все остальные подводные формы рельефа продолжали существовать. Ширванская суша, охватывавшая Харамы-Мишовдаг-Боздагскую зону, характеризовалась низким, слабо расчлененным рельефом.

Смена среднего сармата поздним происходит постепенно. Анализ фаций и мощностей соответствующих отложений показывает, что граница между сушей и морем в районе исследования остается прежней. Во второй половине позднего сармата происходят существенные изменения в палеогеографо-геоморфологической обстановке территории. Усиливается тектоническое поднятие Б. Кавказа с расширением его границ и отступанием морского бассейна на юго-восток. (Лилиенберг, 1962; Будагов, 1973). В связи с этим интенсифицируются денудационные процессы. Размыву подвергаются не только низкогорья Юго-Восточного Кавказа, но и прибрежные, только что освобожденные от морского покрова, равнины, на что показывает появление мощных конгломератов в подошве херсонского горизонта в северо-западной части Ш—К области. Расширяются контуры аллювиально-пролювиальных и морских равнин (рис. 2). Морские абразионно-аккумулятивные равнины, сложенные ранне- и среднесарматскими песками и глинами, развивались на юго-восточной оконечности Центральной и Вандамской геоантиклиналей, характеризовавшиеся наклонной, слабо расчлененной поверхностью, ограничиваясь абразионными уступами. Остальную прибрежную полосу занимали аллювиально-пролювиальные и аллювиально-морские равнины, образованные песками, суглинками, галечниками и глинами. В позднем сармате несколько увеличивается абсолютная высота низкогорий, существовавших на месте Алтыгагач-Куркечидагского и Бешбармакского поднятий, что интенсифицирует экзогенные процессы, о чем говорит широкое распространение грубообломочных образований вдоль с-в. и ю-з. подножий этих поднятий. В устьях рек, размывающих склоны этих гор, формируются дельты, сложенные галечниками, песками и суглинками. В это время на ю-в. оконечности Вандамского поднятия в районе Чухурюрда формировались денудационные наклонные расчлененные равнины.

Анализ мощностей и литофаций верхнесарматских отложений показывает, что подводный рельеф характеризовался достаточно сложным строением. На месте гор Ахудаг, Юртандаг, Сяйки, Кублядаг и др., как показывает литофация верхнесарматских образований, существовали острова с увалисто-волнистым рельефом, подвергавшиеся относительно интенсивному расчленению. В целом подводный рельеф позднесарматского морского бассейна был представлен аккумулятивной плоской равниной, осложненной увалами (участки Джейрлы, Джамджамлы, Коби, Бинагади, Маштага-Бузовнинская зона) и котловинами (Джейранкечмазская депрессия и район г. Ахудаг), обусловленными соответствующими тектоническими структурами, что хорошо показывает анализ мощностей отложений.

В ю-з. части исследуемой территории верхнесарматские глинисто-мергелистые отложения сменяются раковинными известняками, а в ю—з

части Апшеронского п.-ва и в районе Бакинского архипелага появляются песчаные примеси.

Литофациальный анализ верхнесарматских отложений и особенности их территориального распределения показывают, что Ширванская суша существовала и в позднем сармате. Но, как отмечает В. Е. Хаин (1950), она распалась на отдельные острова, наиболее крупные и высокие из которых размещались в районе южной части Бакинского архипелага, на что показывает относительно широкое распространение песчаных материалов в ю.-з. части Апшеронского п.-ова и ю.-в. оконечности Ш—К области.

Анализ литофациальных особенностей сарматских отложений и палеогеоморфологической обстановки Ш—К области и прилегающей территории показывает, что в раннем и позднем сармате имелись благоприятные условия для формирования поверхностей выравнивания на Юго-Восточном Кавказе. В Ш—К области сарматская поверхность выравнивания могла бы формироваться в с.—з. части ее в районах сс. Ахмедли, Астраханка, Хильмилли, Шихляр, Тудар и др. Учитывая развитие в этой зоне тектонических покровов, формировавшихся в позднемиоцен-раннеплиоценовом времени, можно предположить, что эта поверхность выравнивания была погребена под покровами, которые в последующем подвергались переработке, денудации, абразии и нивелировке, способствуя формированию здесь послесарматской поверхности выравнивания.

Анализ общих палеогеографических условий Восточного Кавказа показывает, что в сарматском веке на исследуемой территории и в соседних областях преобладал влажный субтропический климат, что привело к развитию здесь тропической растительности, о чем свидетельствуют остатки фауны и флоры, найденные в сарматских отложениях Ш—К области, Куринской впадины и других районов республики (Хаин, 1950; Мамедов, 1973). Это способствовало ослаблению эрозионно-денудационных процессов.

Литература

1. Ахмедов Г. А. Геология и нефтеносность Кобыстана.—Азнефтеиздат, 1957.
2. Будагов Б. А. Геоморфология новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа.— Баку: Элм, 1973.
3. Лилиенберг Д. А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
4. Мамедов А. В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. — Баку: Элм, 1973.
5. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1950.
6. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение Куринской впадины. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1952.

Х. К. Танрывердијев, А. С. Сәфәров

ШАМАХЫ—ГОБУСТАН ВӘ АБШЕРОНУН ПАЛЕОРЕЛЈЕФИ ОЛИКОСЕН-УСТ МИОСЕНДӘ

Эрази әсәсән дәннәзлә өртүлү олмушдур. Диб релјефи суалты тирәләр вә чөкәклик-ләрлә мурәккәбләшмиш аз маилли аккумулятив дүзәнликләрден ибарәт олмасы илә сә-чијјәләнмишдир. Алтыағач-Күркәчидағ вә Бешбармаг галхмаларынын јериндә гуру шә-раитиндә денудасион, денудасион-аккумулятив вә аккумулятив дүзәнликләр инкишаф

етмишдир. Һәмин галхмаларын мәркәзи һиссәсиндә үст миосендән башлајарағ алчағ дағлығ мөвчуд олмушдур.

Kh. K. Tanryverdiyev, A. S. Safarov

PALEORELIEF OF SHAMAKHY-KOBUSTAN REGION AND ABSHERON IN OLIGOCENE-LATE MIOCENE

The relief was mainly characterized by underwater development and were presented by accumulatively weak inclined, complicated underwater leewards and hollows, plains. The lowlands existed in Altyagach-Kürkechidag and Beshbarmag uplands.

Х. К. ТАНЫРВЕРДИЕВ

ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ (АПШЕРОНСКИЙ ВЕК)

Анализ литофаций и мощностей отложений и палеогеографическая обстановка раннего апшерона показывают, что на рубеже акчагыла и апшерона в палеогеоморфологических условиях территории коренные изменения не происходили. Тем не менее наличие стратиграфического несогласия и следов размыва между апшеронскими и акчагыльскими отложениями, фиксирующиеся в отдельных участках впадины, свидетельствует о значительном отступании моря и появлении островов во внутренней части впадины. Кратковременная регрессия моря быстро сменяется апшеронской трансгрессией, уступавшей таковой акчагыльской. Морской бассейн на западе образовал два залива—Иорский и Джейранчельский, разделенные друг от друга полуостровом, существовавшим на месте Чатминского поднятия.

Береговая линия раннеапшеронского бассейна на ЮЗ проходит вдоль южного борта Джейранчельского синклиория, южнее Боздага (Гянджинского), и по линии, соединяющей Мир-Башир—Агджабеди и северо-восточную периферию Южно-Муганской равнины, а на СВ она проходит южнее Дашюз-Амирванской зоны поднятия и Шемаха-Маразинской линии [1—5].

Вдоль подножий Б. и М. Кавказа прослеживаются обширные аллювиально-пролювиальные равнины, сложенные красно-бурими суглинками, грубозернистыми песчаниками, конгломератами с прослоями вулканических пеплов, характеризовавшиеся слабо наклонным, слабо расчлененным рельефом. На западе, прослеживаясь в пределах Грузинской ССР, они охватывают Караязскую впадину, Юго-восточную Кахетию, низовья рек Храми, Алгети и Иори. Частая смена морских лагунных отложений таковыми мелководными морскими в низовьях вышеуказанных рек свидетельствует о существовании здесь прибрежно-лагунной зоны.

Аллювиально-пролювиальные равнины, прослеживаясь по ряду долин рек М. Кавказа (Кюракчай, Хачинчай, Каркарчай, Хонашенчай, Куручай, Кенделанчай, Чахмахчай, Акера и др.), сливаются с аллювиально-пролювиальными равнинами внутригорных котловин. В долинах Акеры и Базарчая в составе отложений апшерона преобладают вулканогенно-пролювиальные (горисинская свита), озерно-диатомовые (сисианская свита) и вулканогенные (ишихлинская толща) образования, свидетельствующие об интенсивном извержении вулканов в верховьях этих рек [6].

Судя по отсутствию нижеапшеронских континентальных отложений в предгорьях Талыша и в Муганской низменности, данные участки представляли собой денудационные равнины, где преобладали процессы поднятия и размыва. Аккумулятивные слабонаклонные аллювиально-

пролювиальные равнины, вдоль подножий Б. и М. Кавказа, характеризовались волнистой поверхностью, обусловленной наличием конусов выноса и межконусных понижений. Наличие последних, как отмечается в работах [1, 7], объясняется фациальным изменением нижеапшеронских отложений в предгорной полосе, где участки с преобладанием галечников, отвечающие конусам выноса, сменяются участками с песчано-глинистыми отложениями, соответствующими межконусным понижениям. Эти равнины со стороны моря окаймляются аллювиально-морской равниной, занимающей узкую прибрежную полосу и переходящей к ю.-в. от г. Шемаха в плоскую морскую равнину. На остальной части впадины и в Шемаха-Кобыстанской области происходило морское осадконакопление, где глубина бассейна не превышала 200 м [3,5].

Анализ фаций и мощностей нижеапшеронских отложений показывает, что область максимального прогибания и осадконакопления (800 м) в отличие от таковой акчагыльской, находившейся в западной части впадины, переместилась в восточный отрезок Нижнекуринской впадины [2,8]. Последнее объясняется в основном интенсивным прогибанием Южно-Каспийской и Нижне-Куринской впадин и поступлением сюда большего количества терригенного материала, чем в акчагыле. Несколько к ЮВ от этого участка, в районе Нефтчала, мощность отложений резко уменьшается до 300 м. Последнее объясняется удаленностью области седиментации от источников сноса терригенного материала, а также медленным поднятием дна моря на данном участке.

Вдоль с.-в. побережья бассейна нижеапшеронские морские отложения в основном состоят из известковистых песчаников (200—370 м) с включением окатанных галек, количество, размеры и мощность которых уменьшаются восточнее Гирдыманчая, что свидетельствует о низкогорном и слабо расчлененном рельефе Юго-восточного Кавказа. Появление прослоев грязевулканической брекчии в нижеапшеронских отложениях на территории Кобыстана, Ленгебиз-Алятской зоны и отдельных участках Нижне-Куринской впадины свидетельствует об активизации грязевых вулканов и образовании разрывных нарушений.

Подводный рельеф в раннеапшеронском бассейне продолжает унаследованное развитие с небольшими изменениями в росте морфоструктур и грязевых вулканов.

С переходом к среднему апшерону сокращается контур морского бассейна, обусловленный вовлечением бортовых зон впадины в поднятия. Освобождаются от морского покрова значительная часть Аджиноурского предгорья, с.—в. склоны Ленгебизского хребта, антиклинальные зоны ЮЗ Кобыстана и значительная часть Предмалокавказской наклонной равнины. В результате расширяются контуры аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и аллювиально-морских равнин. Последние, сложенные в основном из конгломератов, галечников, песков, суглинков, характеризуются незначительным уклоном к центру впадины и слабоволнистой поверхностью. Частое замещение в вертикальном направлении солоноватоводных форм фауны пресноводными свидетельствует о том, что прибрежные аллювиально-морские равнины временами подвергались затоплению и характеризовались плоской, местами заболоченной поверхностью.

Морское осадконакопление продолжалось в центральной, наиболее прогнутой части впадины с охватом южных гряд Аджиноура, ю.—з.

биной. Наибольшую глубину (до 100 м) он имел в основном в восточной части Ширванской низменности [3].

Береговая линия позднеапшеронского бассейна в основном являлась аккумулятивной, лишь на ю.-в. продолжении Чатминской зоны поднятия, Боздагского (Гянджинского) увала и вдоль ю.-з. подножия Ленгезиско-Алятской зоны поднятия она носила абразионный характер. На подводном продолжении последних и в окрестностях подводных увалов дно моря представлено абразионно-аккумулятивной, слабо наклонной равниной. На остальных участках подводные равнины являлись плоскими и аккумулятивными. Рельеф дна моря значительно осложнен в с.-в. части Нижне-Куринской впадины. Здесь четко выделялись Навагинская и Каргалинская котловины, Харамы-Мишовдаг-Бяндованский, Кюрювдаг-Бабазанан-Нефтечалинский и Кюрсангинский антиклинальные увалы. С образованием Кюрсангинского поднятия Каргалинской синклинальной прогиб делится на две ветви.

Сводово-глыбовые поднятия в горных обрамлениях впадины, сопровождаемые дифференцированной складчатостью и значительно усилившиеся в позднеапшеронское время, обусловили перестройку речной сети сети как в горах, так и в пределах впадины, начавшуюся еще в позднем миоцене—раннем плиоцене, которые достаточно освещены в опубликованных работах [3, 4, 9—16].

Преобладания глинистых образований в отложениях нижнего и среднего подъярусов апшерона свидетельствуют об относительном затухании и стабилизации тектонических движений, когда создавались благоприятные условия для формирования наиболее низкой, регионально развитой поверхности выравнивания высотой 800—900 м, зародившейся еще в позднем акчагыле [17].

Судя по современной гипсометрии гор, превышающей отметку позднеплиоценовой поверхности выравнивания, абсолютные высоты отдельных горных вершин достигали 3000—3500 м на Б. Кавказе и 3000 м на М. Кавказе. В основном преобладали высоты 2000—2500 м, что характерно для среднегорного ландшафтно-геоморфологического пояса. В связи с возникновением высокогорного пояса в горах Б. и М. Кавказа и значительным похолоданием климата во второй половине апшеронского века создавались благоприятные условия для формирования горно-долинных ледников [4, 1, 12, 18]. Свидетелем последних является наличие флювиогляциальных образований с окатанными и полуокатанными валунами размером 1,5—2 м, в отложениях древних конусов выноса рек Б. и М. Кавказа. Похолодание климата в позднем апшероне привело к вытеснению из Закавказья теплолюбивых видов субтропической и тропической фауны и флоры. Лишь отдельные виды растений нашли убежище в Колхиде и Талыше [1, 2, 4, 12, 13].

Все вышесказанное свидетельствует о том, что в самом конце позднего апшерона начинаются существенные изменения в палеогеографической и палеогеоморфологической обстановке Куринской впадины.

Литература

1. Мамедов А. В. История геологического развития и палеогеография Среднекуринской впадины в связи с нефтегазоносностью. — Баку: Элм, 1977.
2. Султанов К. М. Апшеронский ярус Азербайджана. — Азербешр, 1964.
3. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. — Баку: Изд. АН АЗССР, 1952.

4. Ширинов Н. Ш. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. — Баку: Элм, 1975.
5. Шихлинский А. Ш. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. — Баку: Азербешр, 1967.
6. Ширинов Н. Ш., Танрывердиев Х. К. Стратиграфическое и возрастное расчленение континентальных образований бассейнов рек Акера и Базарчай (М. Кавказ). — Изв. АН АЗССР. — Сер. наук о Земле, 1968, № 1.
7. Гаврилов М. Д. Некоторые особенности развития горных речных долин. — В сб.: Геоморфология и палеогеография, 1952, № 2.
8. Шихалибейли Э. Ш., Мамедов А. В., Алиев А. Д., Аллахвердиев Г. И., Бабаев Р. Г., Насиров А. Я., Коробанов В. В., Мустафаев С. С. Геотектоническое развитие Куринской впадины. — Баку: Элм, 1984.
9. Ширинов Ф. А., Баженов Ю. П. Геологическое строение предгорий южного склона Большого Кавказа. — Азербешр, 1962.
10. Будагов Б. А., Лилиенберг Д. А., Ширинов Н. Ш. История развития гидрографической сети Юго-Восточного Кавказа. — Изв. АН АЗССР. Сер. наук о Земле, 1959, № 5; 1960, № 1.
11. Лилиенберг Д. А. Рельеф южного склона восточной части Б. Кавказа. — М.: Изд. АН СССР, 1962.
12. Мусеилов М. А. Геоморфология и новейшая тектоника Среднекуринской впадины. — Азербешр, 1975.
13. Будагов Б. А. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. — Баку: Элм, 1973.
14. Джаналидзе А. И. К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины. — Сообщ. АН ГССР, 1950, т. XI, № 8.
15. Танрывердиев Х. К. Геоморфология бассейна р. Акера: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Баку, 1968.
16. Ширинов Н. Ш., Гаджиев М. П. Геоморфология долины р. Тертер. — Изв. АН АЗССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1964, № 2.
17. Ширинов Н. Ш. Вопрос о количестве и возрасте поверхностей выравнивания Восточного Кавказа. — Изв. АН АЗССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1965, № 3.
18. Антонов Б. А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. — Баку: Элм, 1971.

Х. К. Танрывердиев

КҮР ЧӨКӘКЛИЈИ РЕЛЕФИНІН ЕОПЛЕЈСТОСЕН (АБШЕРОН) ИНКИШАФ ТАРИХИ

Мағаләдә кеоложи, кеофизики, палеогеографи, кеоморфоложи вә б. материалларын тәһлилнә әсасланағаб абшерон әсриндә Күр чөкәклинидә гуру вә дәниз дибі релјефин инкишафы мүүјјән ардычыллығла тәһлил едилір.

Kh. K. Tanryverdiyev

EOPLEISTOCENE HISTORY OF RELIEF DEVELOPMENT OF THE KÜR DEPRESSION (Absheron century)

The development of relief of the Kür depression in eopleistocene is considered on the basis of analysis of geological, geophysical, geomorphological, paleogeographical and other materials.

УДК 551.4.

Х. К. ТАНРЫВЕРДИЕВ, А. С. САФАРОВ
**О ДЕНУДАЦИОННОМ СРЕЗЕ НИЗКОГОРИЙ
ШЕМАХА-КОБЫСТАНСКОЙ ОБЛАСТИ И АПШЕРОНА**

Как известно, вопросы денудационного среза имеют большое научно-прикладное значение. Они затрагиваются в работах достаточно большого количества исследователей (Ферсман, 1939; Милановский, 1968; Криволицкий, 1971; Растворова, 1973; Ахундов, 1974; Худяков, 1977; Гаджиев, 1980, 1983; Халилов, 1980, 1983; Танрывердиев, Сафаров, 1982 и др.).

Прикладное значение изучения и определения мощности денудационного среза носит рекомендательно-прогнозный характер для горных территорий, характеризующихся наличием интрузий и рудных полезных ископаемых. Применяя учение о геохимических концентратах А. Е. Ферсмана (1939) и восстановив ход развития новейших тектонических движений за определенные геологические отрезки времени, возможно временно и пространственно прогнозировать вскрытие (путем среза) того или иного рудоносного интрузивного тела на соответствующих участках морфоструктур.

Для исследуемой территории, где интрузии с полезными ископаемыми отсутствуют, определение мощности денудационного среза приобретает, скорее всего, историко-познавательное значение. Выявление количественных показателей денудационного среза помогает, наряду с другими факторами, восстановить ход развития и взаимообусловленности палеорельефа и тектонических движений на данной территории.

При определении величины денудационного среза нами был применен стратиграфический метод, который в настоящее время является наиболее достоверным и наиболее подходящим для территорий типа нашей. Суть его состоит в том, что из восстановленной первичной мощности отложений, слагающих определенную морфоструктуру, вычитывается сохранившаяся мощность, что дает искомую величину ее денудационного среза. При применении метода потребовалось привлечение множества данных по геологии, тектонике, палеогеоморфологии, стратиграфии, геофизике, буровым скважинам и личным наблюдениям.

Мощность денудационного среза определялась нами для каждой морфоструктуры в отдельности, что необходимо для воссоздания более полной картины хода развития палеогеоморфолого-тектонических условий данной территории. А для этих условий весьма существенной и характерной особенностью явились частые трансгрессивные и регрессивные фазы развития морского бассейна, на чем следует немного остановиться, ибо в них, вероятно, и кроется одна из причин большой величины мощности денудационного среза отдельных морфоструктур. В трансгрессивную фазу вначале происходило абрадирование отдельных морфоструктур, затем, при стабилизации этой фазы, — аккумуляция, а затем; при наступлении регрессии, вновь размыв на этих участках, но уже в конти-

нентальных условиях. Таким образом, размыв этих морфоструктур происходил не только начиная со времени перехода их на постоянное континентальное развитие. Кроме того, некоторые морфоструктуры и во время стабилизации трансгрессии находились в зоне влияния волновой деятельности моря, чему способствовала его мелководность на исследуемой территории.

Анализ истории развития рельефа и палеотектоники территории показывает, что морфоструктуры ее подвергались разномошностному денудационному срезу, что было связано как с расположением их в пределах разных типов тектонических структур, так и с тем, что они начиная с неогена подвергаются денудационным процессам асинхронно.

Анализ фаций и мощностей отложений, слагающих Кянизадагское поднятие, показывает, что оно вплоть до конца плиоцена в основном являлось областью седиментации. В современное время на сводовой части поднятия обнажается размытая поверхность отложений продуктивной толщи. Анализ мощностей отложений на своде и крыльях и их реконструкция показывают, что на сводовой части его были полностью размыты акчагыльские (200 м) и апшеронские (200 м) осадки и частично (около 150—200 м) отложения продуктивной толщи. Таким образом, общая величина денудационного среза на Кянизадагском поднятии достигает 550—600 м.

На водораздельных частях Кирмакинского и Аташкинского поднятий обнажаются, соответственно, размытые поверхности понтической и диатомовой свит отложений (рисунок). Палеотектонический и палеогеографический анализы показывают, что в балаханский, акчагыльский и апшеронский века эти участки в основном являлись областями седиментации. Постепенное уменьшение мощности соответствующих отложений от крыльев к сводовым частям свидетельствует о том, что за указанные периоды Аташкинское и Кирмакинское поднятия представляли собой постоянно воздымающиеся подводные антиклинальные поднятия и в рельефе дна моря образовали пологие увалы. Начиная с позднего апшерона эти участки испытывают постоянную денудацию, и до конца четвертичного периода здесь были полностью размыты апшеронские (50—100 м), акчагыльские (от 10—15 до 100 м) и отложения продуктивной толщи (800—1000 м). На Аташкинском поднятии размыты полностью также понтические отложения (50—70 м) и частично диатомовые слои (около 100 м).

Определение величины денудационного среза стратиграфическим методом показывает, что на Аташкинском поднятии она достигает 1000—1300 м, а в пределах Кирмакинского поднятия — около 800—860 м. Среднегодовая скорость среза колеблется в пределах соответственно 1,43—1,86 и 1,14—1,23 мм/год.

Анализ палеотектонических и палеогеографических карт показывает, что Юнусдагское поднятие начиная с позднемиоценового времени подвергается континентальной денудации. В настоящее время на этом поднятии обнажается размытая поверхность позднемиоценовых отложений. Анализ мощностей позднемиоценовых, палеогеновых и раннеогеновых отложений, а также вышеупомянутых карт показывает, что в позднемиоцен-плиоцен-четвертичное время здесь были полностью размыты диатомовые (200 м), майкопские (250 м), эоценовые (125 м), палеоценовые (125 м) и частично позднемиоценовые отложения (250 м), общей мощностью 950 м, что соответствует величине денудационного среза за позднемио-

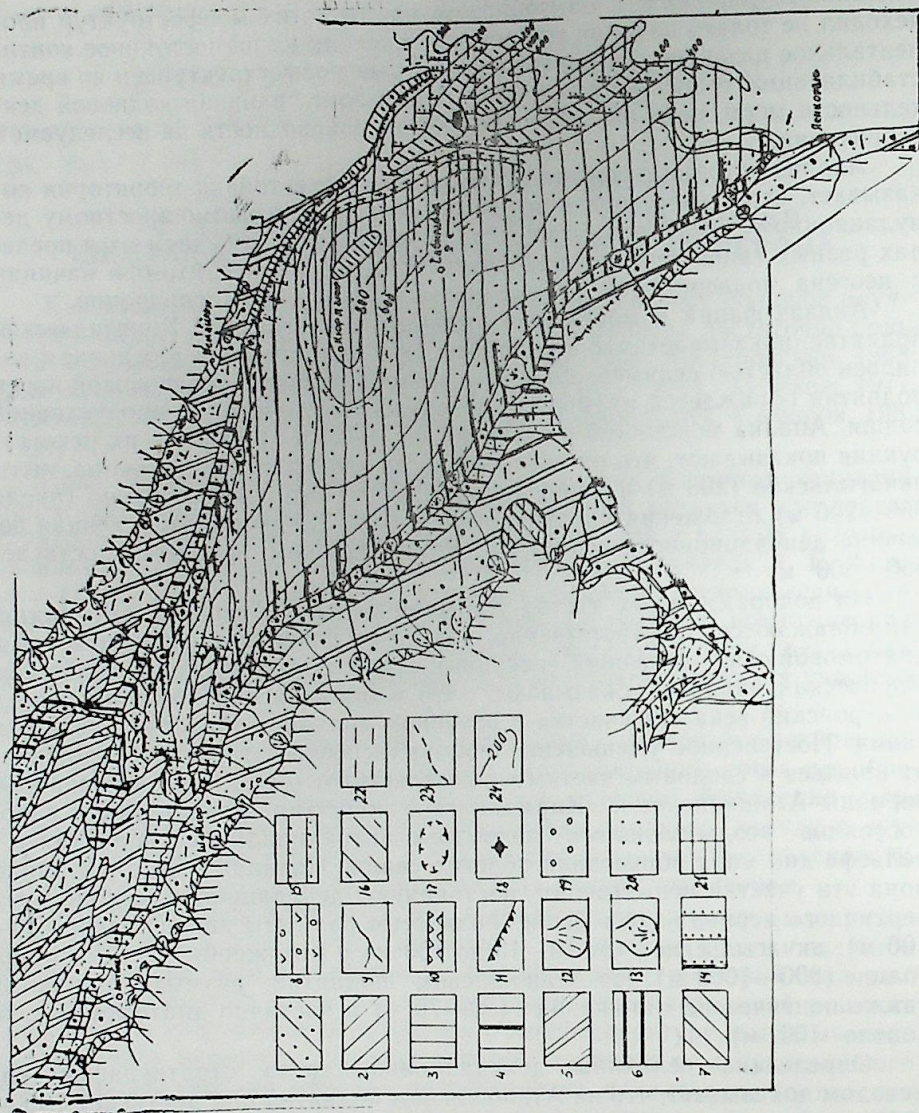
цен-четвертичное время. Среднегодовая скорость среза достигает 0,07 мм/год.

Донгуздыкское поднятие, расположенное в центральной части Шемахино-Кобыстанской области, вплоть до плейстоцена, с несколькими перерывами, являлась областью осадконакопления. Начиная с раннечетвертичного времени оно испытывает постоянную денудацию. Анализ мощностей отложений и палеогеографических карт показывает, что за указанный период (учитывая и предыдущие регрессивные фазы) были размыты полностью апшеронские (250 м), акчагыльские (100 м) и частично отложения продуктивной толщи (800—900 м). Таким образом, с районов Донгуздыкского поднятия были снесены отложения общей мощностью 1150—1250 м.

Караязская морфоструктура, расположенная в северо-западной части Шемахино-Кобыстанской области, по данным В. Е. Хаина (1950), В. Е. Хаина, А. Н. Шарданова (1952), Г. А. Ахмедова (1957), Б: В: Григорьянца (1962) и др., вплоть до балаханского века являлась областью седиментации. Начиная с балаханского века Караязская морфоструктура испытывает континентальное развитие, являясь по настоящее время областью денудации. Из анализа палеогеографических карт и мощностей соответствующих отложений видно, что за средний-поздний плиоцен и четвертичное время с этого района были снесены полностью понтические (200 м), диатомовые (200 м), чокракские (100 м), майкопские (500 м), эоценовые (150 м), палеоценовые (150 м) и частично (около 300 м) верхнемеловые отложения. В целом за указанный период были снесены отложения общей мощностью 1600 м, соответствующей величине денудационного среза на Караязской морфоструктуре за средне-позднеплиоцен-четвертичное время. Среднегодовая скорость среза достигает 0,15 мм/год.

Определены величины денудационного среза для других морфоструктур района. Так, в пределах Кушканинской морфоструктуры тотальная величина денудационного среза составляет 850—900 м, Дуванинской — 1000—1500 м, Коунской—1000—1150 м, Сараинской— 700—750 м, Кафтаранской — 1000—1500 м, Рагимлинской—900—950 м, Бурансыз-Боянатинской — 1000—1250 м, Юнусдагской—950 м, Шербетдагской—600 м, Шейтанудской — 450—500 м, Полатлы-Явандагской — 1300 м, Набурской — 450 м, Маразинской—450 м.

Как видно, получаются весьма внушительные цифры. Для сравнения отметим, что мощность денудационного среза на Малом Кавказе, по Г. А. Халилову, В. А. Кулузаде, В. Д. Гаджиеву (1985), колеблется от 600—700 м (Карабахский хр.) до 1300—1400 м (Карачугское подн.). И это при том, что отдельные морфоструктуры Малого Кавказа начали подвергаться денудационному срезу с юрского времени, например, Мровдагский хр. А на исследуемой территории это начало отодвигается на более поздний срок—на поздний миоцен—ранний плиоцен (Юнусдагское, Караязское поднятия) и конец позднего плиоцена—ранний плейстоцен. Как видно, продолжительность денудационного среза Малом Кавказе и на данной территории значительно различается, а мощность почти одна и та же. Чем же можно объяснить такую диспропорцию? Причин, на наш взгляд, несколько. Это, во-первых, литология пород. Морфоструктуры исследуемой территории, испытавшие денудационный срез, как правило, сложены легкоразмываемыми породами (глины, пески и др.). Это,



Палеогеоморфологическая карта-схема Куринской впадины в позднем апшероне: Суша. Типы рельефа. Горы: 1—прибортовые умеренно расчлененные антиклинальные возвышенности; 2—внутридепрессийные, слаборасчлененные, антиклинальные гряды, возвышенности. Равнины: Денудационные: 3—наклонные, расчлененные. Аккумулятивные: 4—аллювиальные, плоские, слаборасчлененные; 5—аллювиально-пролювиальные, слабокосые, слаборасчлененные; 6—аллювиально-морские плоские, нерасчлененные; 7—пролювиально-делювиальные слабокосые, слаборасчлененные; 8—вулканогенно-пролювиальные наклонные, слаборасчлененные. Формы рельефа: 9—русла стока; 10—антецедентные долины; 11—абразионные уступы; 12—конусы выноса; 13—дельты. Дно моря. Типы рельефа. Равнины: 14—образинно-аккумулятивные наклонные; 15—аккумулятивные, плоские, местами наклонные и сложенные увалами и котловинами. Формы рельефа: 16—увалы; 17—котловины; 18—грязовые вулканы. Литология слагающих пород; 19—галечники; 20—пески; 21—глины: а—менее песчаные; б—более песчаные; 22—суглинки. Прочие: 23—береговые линии морских бассейнов; 24—изолинии ровных мощностей отложений.

во-вторых, интенсивная раздробленность морфоструктур исследуемой территории тектоническими нарушениями, не говоря уже о том, что почти вся территория расположена в зоне наибольшего напряжения земной коры, возникающего между областями, испытывающими противоположные знаки тектонических движений, как, например, в нашем случае, — между Большим Кавказом и Каспийской впадиной. Это, в-третьих, роль, как уже отмечено, частых трансгрессий и регрессий Каспийского моря, при которых происходили абрадирование и размыв соответствующих морфоструктур исследуемой территории.

Литература

1. Ахмедов Г. А. Геология и нефтеносность Кобыстана. — Азнефтеиздат, 1957.
2. Ахундов С. А. Интенсивность денудации азербайджанской части Кавказа. — Геоморфология, 1974, № 3.
3. Гаджиев В. Д. Особенности строения и развития рельефа районов кайнозойского вулканизма Приараксинской низменности (в пределах Азербайджанской ССР): Автореф. дис. ...канд. геогр. наук. — Баку, 1980.
4. Гаджиев В. Д. Вопросы денудационного среза Приараксинской области (в пределах Азербайджанской ССР). — Изв. АН АзССР, Сер. наук о Земле, 1983, № 3.
5. Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1962.
6. Криволицкий А. Е. Жизнь земной поверхности (проблемы геоморфологии). — М.: Наука, 1971.
7. Милоновский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. — М.: Недра, 1968.
8. Растворова В. А. Формирование рельефа гор (на примере горной Осетии). — М.: Наука, 1973.
9. Танрывердиев Х. К., Сафаров А. С. Палеогеоморфология правобережья Куры. — Отчет. Фонд ИГ АН АзССР, 1982.
10. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
11. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1950.
12. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение Куринской впадины. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1952.
13. Халилов Г. А., Кулузаде В. А., Гаджиев В. Д. Палеогеоморфология Малого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР). — Отчет. Фонд ИГ АН АзССР, 1985.

Х. К. Танрывердиев, А. С. Сафаров

АБШЕРОН ВӘ ШАМАХЫ—ГОБУСТАН АЛЧАГДАҒЛЫГЛАРЫНДА ДЕНУДАСИОН КӘСИМ ҲАГГЫНДА

Кеоложи-кеоморфоложи инкишаф тарихинин мухталифлији илэ элагедар оларак эразинин аҗры-аҗры морфоструктурларында денудасион кәсимин галынылыгы 450—1500 м арасында дэјишир.

Kh. K. Tanryverdiyev, A. S. Safarov

ON THE DENUDATIONAL SECTION OF SHAMAKHY-GOBUSTAN REGION AND ABSHERON

The thickness of denudational section of separate morphostructures of the territory fluctuates from 450 to 1500 m., which is conditioned by the difference of geologic-geomorphological development history.

УДК 551.435

А. С. СЕЙДАЛИЕВ

К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОПОЛЗНЕЙ В ПРЕДЕЛАХ ПОЛОСЫ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ БАКУ—НОРАШЕН И ЭФФЕКТИВНОСТИ БОРЬБЫ С НИМИ

На юго-восточном погружении Малого Кавказа часто наблюдаются оползни, причиняющие огромный ущерб магистральной железной дороге Баку—Норашен. Основными условиями образования оползней является наличие крутых высоких откосов, сложенных палеогено-плеоценовыми глинами, по которым происходит смещение вышележащих делювиальных образований.

Под воздействием природных и антропогенных факторов происходит развитие следующих генетических типов оползней: оползни-обвалы, оползни-скольжения и оползни-сплывы.

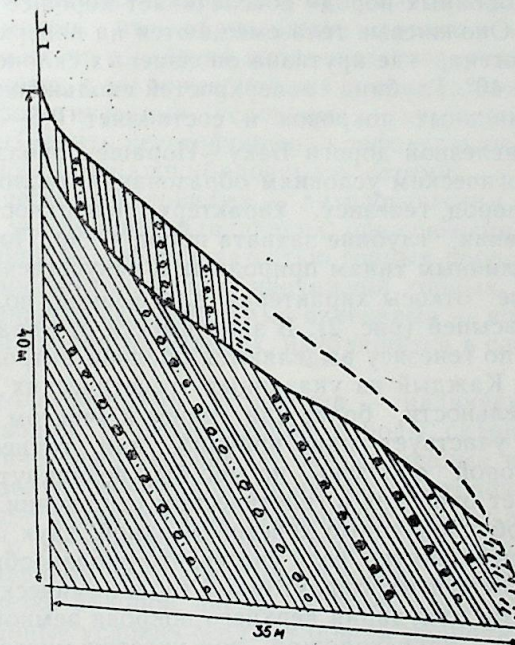


Рис. 1. Оползневый массив участка Халафлы—Кумлах

Оползни-обвалы на этих районах развиваются под воздействием речной эрозии крутых склонов (45°) р. Аракса и её притока р. Охчучай. Смещаются современные континентальные покрытия—суглинки и глины. Длина оползней колеблется от 22 до 50 м по падению склона, ширина их достигает более 20 м вдоль склона. Мощность оползневых масс достигает 7—11 м. По контуру отрыва на склоне сначала наблюдается трещина шириной 0,5—1,0 м и глубиной 4—5 м, затем при условии повышения уровня воды в реке или выпадения большого количества атмосферных осадков происходит отрыв, размыв основных оползневых масс и их образование по крутому склону на ж. д. полотно.

Оползни-скольжения (рис. 1) появляются на склонах Аракса, высотой 8—10 м и крутизной до 30° , сложены глинами с тонкими прослойками (0,2—0,4 м) песчаника. Базисом оползня является урез р. Аракса, а с подъемом уровня воды резко возрастает процесс оползневых явлений. Мощность оползневых тел, сложенных глинами, не превышает обычно 2,0—2,5 м, протяженность их вдоль склона достигает 100 м, сползающие массы пород затем размываются Араксом.

Оползни-сплывы — возникают обычно после проливных дождей. Так, весной 1982 г. в районе железной дороги Минджевань—Ордубад образовались оползни-сплывы. Оползнями был охвачен склон на протяжении более 200 м; сложены они покровными делювиальными породами, мощность которых достигает 10 м. Основная масса делювия представлена крупными и мелкими обломками, главным образом, известковистых мергелей и мергелистой глины, водоупорно-глинистым слоем, мощность которого колеблется от 1,0 до 1,5 м на поверхности выветривающихся коренных пород. Большая пористость покровных грунтов и трещиноватость коренных пород обеспечивает хорошее впитывание поверхностных вод. Оползневые тела смещаются на поверхности скальных пород и глины неогена, где крутизна оползневых склонов и откосов колеблется от 30 до 40° . Глубина поверхностей скольжения соответствует мощности делювиальных покровов и составляет 0,5—7,0 м.

В пределах железной дороги Баку—Норашен оползни разнообразны по геоморфологическим условиям образования, геологической структуре слагающих пород, генезису, характеру поверхностей смещения и механизму смещения, глубине захвата пород и др. По трассе оползни приурочены к различным типам природных и искусственных откосов.

Искусственные откосы характерны для выемок, полувыемок и железнодорожных насыпей (рис. 2). В зависимости от характера и происхождения склона по генезису выделяются оползни антропогенные и гидродинамические. Каждый из указанных генетических типов оползней встречается в отдельности, более или менее в «чистом виде», когда в развитии оползня участвует одна причина, или точнее, одна главная причина, без которой оползень не мог бы возникнуть, эта главная причина определяет оползень в генетическом отношении. Однако преобладают оползни, обусловленные действием одной, двух или целого комплекса причин. И это понятно, если учесть, что оползнеобразование представляет собой сложный многофакторный геодинамический процесс (одну из сложных форм денудации верхнего покрова земной коры и трансформации рельефа), происходящий при участии многочисленных природных и антропогенных факторов и агентов.

Общей для всех генетических типов оползней служит гравитацион-

ная основа. Все типы оползней смещаются вниз по склону к базису оползнения под действием гравитации. Поэтому по многим классификациям современных геологических явлений оползни относят к гравитационным явлениям.

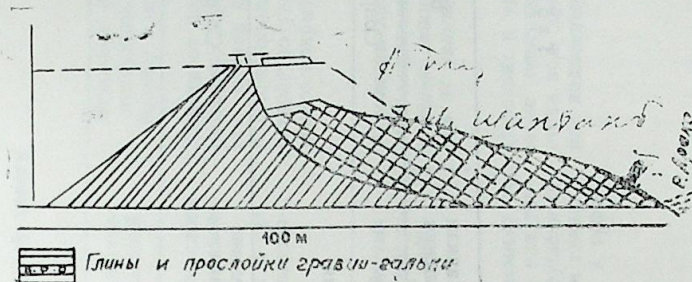


Рис. 2. Одностороннее оползание железнодорожной насыпи с поверхностью скольжения у подошвы откоса участка Акара—Бартаз.

Краткое инженерно-геологическое описание отдельных оползней в пределах железной дороги Баку—Норашен позволяет выделить на определенных перегонах неблагоприятные участки возникновения и развития оползней, особенно оползней-сплывов и оползней-обвалов.

Наблюдения показали что оползни приурочены к различным генетическим типам природных склонов и искусственных откосов (берега речных долин, борта оврагов, эрозионные блоки, различные железнодорожные выемки и борта различных насыпей).

Тем не менее анализ имеющихся материалов и данные наших исследований показывают, что образование, развитие и распространение оползневых процессов и явлений вдоль железнодорожной трассы Баку—Норашен находятся в закономерной связи со следующими факторами:

1. Геоморфологическими условиями — крутизной и потенциальной способностью изменить неустойчивую конфигурацию склонов, степенью их расчлененности овражно-балочными сетями.
2. Геологическими условиями — литологическим составом пород, их структурой и текстурой, обладающих оползневыми свойствами.
3. Тектоникой — трещиноватостью горных пород, раздроблением и прочими видами тектонических нарушений горных пород и др.
4. Современными сейсмическими явлениями — колебательными движениями горных пород на склонах, находящихся в состоянии предельного равновесия.
5. Гидрогеологическими условиями — наличием в геологическом разрезе верховодки, и ослабляющей породы склонов.
6. Климатическими условиями, оказывающими косвенное и прямое влияние на развитие экзогенных процессов и состояние склонов и откосов, а также большое влияние на разупрочнение горных пород в процессе их выветривания и последующего обводнения атмосферными осадками.
7. Хозяйственной деятельностью человека, заключающейся в искусственной подрезке склонов, роста каналов и выемки и др.

Перечисленные условия создают общий природный фон для геоморфологических процессов и явлений, вызывающих оползни.

Применительно к разнообразным типам оползней, указанным в таб. 1, нами выделяются следующие причины оползнеобразования.

Таблица 1

Типизация оползней по трассе по различным признакам

Геоморфологические условия	Генезис	Литология пород	Глубина захвата пород (мощность)	Механизм смещения	Возраст
Искусственные откосы Выемки и полувыемки Железнодорожные насыпи	Антропогенные	Трещиноватые коренные известняки, песчаники и глины! Щебень, галька, песок и глина	2,0—2,5 м 1,0—1,5 м	Оползненно-смещения	Современные
Крутые и обрывистые склоны оврагов и рек	Гидродинамические	Суглинки, подстилающиеся известняками, песчаниками и глинами	7—11,0 м	Оползненно-скольжения	Современные

Таблица 2

Характеристика оползней и борьбы с ними по трассе железной дороги Баку—Норашен

№ п. п.	Тип оползней	Механизм оползней (форма и характер обрушения, склонов)	Факторы образования оползней	Условия образования оползней	Основные принципы предупреждения и борьбы с оползнями
1.	Оползненно-обвалы (районы Минджевань, Халафлы, Акара—Минджевань, Минджевань—Кафан, Мерри—Карчевань, Баргаз—Агбенд, Карчевань—Саламалик)	Сползание с последующим обваливанием	Подмыв и подрезка склонов, землетрясение	Крутой наклон слоев в сторону обрывистого склона, наличие прослоев глины и суглинков, трещиноватость пород	Защита от подмыва, разгрузка верхней части склонов для не-больших оползней—устройство удерживающего покрытия
2.	Оползненно-скольжения (в районе Минджевань—Халафлы, Акара—Минджевань)	Сползание пластичных покровов и глыб выветрелых коренных пород	Выветривание и увлажнение пород, земляные работы (подрезка склонов и откосов)	Наличие глинистых покровов и зоны выветривания в туфопесчанниках	Агролесомелиорация, выполяживание склонов с целью защиты склонов от увлажнения
	Оползненно-сплывы (районы Минджевань—Ордубад)	Оплывание увлажняющих пород	Увлажнение глинистых и мергелистых пород подземными и поверхностными водами	Наличие подземных вод в выветрелых или тектонически нарушенных мергелистых и глинистых породах и туфопесчанниках	Перехват и урегулирование поверхностного стока вод, дренажные подземных вод

1. Группа оползнеобразующих причин, связанная с геологической деятельностью поверхностных вод: смачивание и разупрочнение пород поверхностными водами.

2. Выветривание пород.

3. Группа антропогенных оползнеобразующих причин, связанная с хозяйственной деятельностью человека:

а) изменения стока атмосферных вод;

б) недоработки выемки и др.

Все генетические и другие типы оползней (см. табл. 1) и методы борьбы с ними (табл. 2), в полной мере увязываются с выделенными нами оползнеобразующими факторами.

Анализ эффективности примененных противооползневых мероприятий показал, что не всегда они направлены на ликвидацию влияния оползневых факторов. Так, например, ряд подпорных стен не был заглублен в коренные породы и при этом не учтено давление отдвигающихся масс. Поэтому они были разрушены напором грунтовых масс или играли роль ограждающего сооружения.

Многолетние (1967—1986) наблюдения за поведением склонов в пределах трасс железной дороги Баку—Норашен и анализ существующих материалов по изучению инженерно-геологических условий с учетом эффективности мероприятий по борьбе с вредными влияниями процессов и явлений позволили нам характеризовать оползни по их генезису и наметить принцип борьбы с ними.

Рекомендованные нами противооползневые мероприятия—разгрузка склона, мелкие взрывы с малым радиусом действий, осушение склона, забивка свай с опиранием на устойчивые породы и т. п. направлены против отрицательного влияния факторов нарушения устойчивости склонов и откосов.

Наибольшего эффекта в борьбе с оползнями удалось добиться перестройкой речных подпорных стен, полностью защитивших нижние части языков оползней от дальнейших размывов.

Учитывая распространение в пределах трассы большого разнообразия типов оползней для каждого создана своя система противооползневых мероприятий.

В силу изложенного следует сказать, что для обеспечения устойчивости склонов и откосов и безаварийного движения поездов необходимо провести комплексные защитные мероприятия, учитывающие роль всех факторов. При этом особое внимание надо уделить изучению антропогенных факторов.

Литература

1. Дранников А. М. Оползни. Типы, причины, меры борьбы. — Киев: Гипросельстрой, 1956.
2. Кнарре М. Е. и др. Оползни и меры борьбы с ними. — М.: Стройиздат, 1961.
3. Сейдалиев А. С. и др. Закономерности распространения и развития современных геологических процессов и явлений в районе М. Кавказа и изменения их под воздействием хозяйственной деятельности человека. — Мат-лы Всесоюз. конфер. Л., 1976.

А. С. Сейдалиев

БАКУ—НОРАШЕН ДЭМИРЈОЛУ БОЈУ СҮРҮШМЭЛЭРИН КЕНЕТИК ТИПЛЭРИ ВӘ ОНЛАРА ГАРШЫ МҮБАРИЗЭ ТӘДБИРЛЭРИ ҺАГГЫНДА

Мәгаләдә өйрәнилән әрази боју дәмир јолунун истифадәсини чәтинләшдирән табији процессләрдән олан сүрүшмәләрин кенетик типләри һаггында мәлүмат верилир. Чәд-

вәлләрдә сүрүшмәләрин динамикасыны әкс етдирән көстәричиләрлә јанашы сүрүшмәләрә гаршы мүбаризә тәдбирләри тәклиф едилмишидир.

A. S. Seidaliyev

ON THE GENETIC TYPES OF LANDSLIDES ALONG THE BAKU-NORASHEN RAIL-ROAD RAIL-ROAD AND CONTROL MEASURES

The article deals with the genetic types of landslides along the Baku-Norashen rail-road. Indices on the dynamics of landslides are given in the tables. Landslides control measures are recommended in the article.

Б. Ч. ЭЛЭСКЭРОВ, С. С. ВЭЛИЈЕВ, Р. М. АТАКИШИЈЕВ, Э. И. ЭЛИЈЕВ

**ЧӨКҮНТҮЛЭРИН МАДДИ ТЭРКИБИНЭ ЭСАСЭН
ЕРКЭН ПЛЕЈСТОСЕПДЭ АЗЭРБАЙЖАНЫН ИГЛИМИ**

Чөкүнтүнүн мадди тәркиби онун формалашма шәраитини экс етдирән эсас амилләрден биридир. Буна көрә дә ајры-ајры хроноложи кәсимләр үзрә палеонгим шәраитини бәрпа етмәк вә чөкүнтүләрин кәтирилмә мәнбәјини мјәјјән етмәк үчүн онларын топландығы палеорелјеф шәраитини, фауна вә флора галыгларынын өјрәнилмәси илә јанашы, һәмин чөкүнтүләрин мадди тәркибинини ашкара чыхарылмасы вачиб мәсәләләрден бири һесаб едилер. Чөкүнтүләрин мадди тәркиби онларын формалашдығы иглим шәраити илә сыхы бағлыдыр. Иглимин дәјишмәси илә, ашынманын интенсвилији, сәчијјәси, кәтирилмә вә чөкмә шәраити, һабелә топланан чөкүнтүнүн мадди тәркиби дәјишир.

Иллик температур вә јағынтынын мигдары нә гәдәр жүксәк оларса, кимјәви ашынмалар даһа сүрәтлә кедәр. Температурун вә рүтубәтин азалмасы кимјәви ашынманын эәифләмәси вә әксинә, физики ашынманын үстүнлүк тәшкил етмәси илә сәчијјәләнир [4]. Буна көрә дә, ашынма вә ја јујулма мәһсуллары чөкүнтүләринин минераложии тәркибини өјрәнмәклә, кечмишин иглим шәраитинин бәрпа етмәк мүмкүндүр.

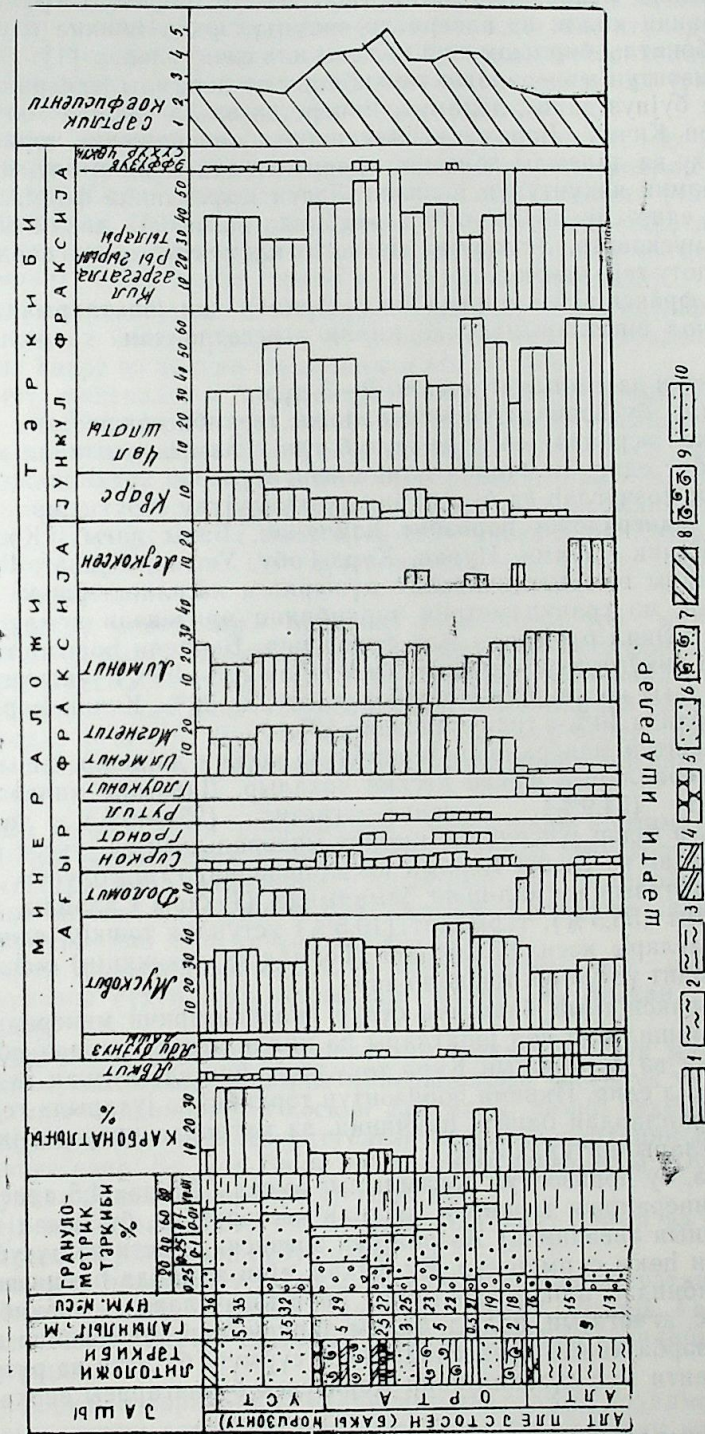
Лакин чөкүнтүләрин ашынмасы вә формалашмасы нәинки тәкчә иглим шәраитиндән, һабелә релјеф формасы илә сыхы сурәтдә бағлыдыр. Релјефи парчаланмыш эразиләрдә ашынма мәһсуллары асанлыгла бир саһәдән диңкәр саһәләрә апарылыр вә асанлыгла тәркиби дәјишдирилер. Релјефи кәскин парчаланмыш саһәләрдә, һәтта кимјәви ашынма үчүн әлверишли шәраит (температур вә рүтубәт) олдугда белә физики ашынма, гырынты материаллар даһа үстүнлүк тәшкил едир.

Сојуг шәраитдә кимјәви просесләрин фәалијјәти эәифләјир вә һидрослјудалы минераллар әмәлә кәлир. Мүлајим иглим шәраитиндә чөл шпатларынын кимјәви вә физики ашынмасы нәтичәсиндә күлли мигдарда микалар јараныр. Рүтубәтли субтропик иглим шәраитиндә чөл шпатларынын кимјәви ашынмасы нәтичәсиндә каолинит килләри әмәлә кәлир.

Палеонглимин тәдгигиндә доломит минералынын даһа бөјүк ролу вардыр. Доломитин әкәријјәт һалларда дәнизин лагун һиссәсинә топланмасы һәмин минералын исти вә ја гуру исти иглим шәраитиндә әмәлә кәлмәсини сүбүт едир. Белә мисаллары чох көстәрмәк олар. Инди исә Азәрбајжан эразисинин алт Плејстосен чөкүнтүләринин литоложи-минераложии сәчијјәсини верәк.

Азәрбајжан эразисинин алт Плејстосен чөкүнтүләри Бақы дағы, Колејсәр, Мишовдағ, Кичик һәрами, Күрд-Гобу, Уштал, Гарача, Дуздағ, Јухары Салаһлы, Дәмирчиләр, Нуран вә с. кәсилишләри үзәриндә өјрәнилмишдир. Чөкүнтүләрин минераложии тәркибинә әсасән, иглимин дәјишмәсини экс етдирән бир нечә минераложии горизонтлар ајрылыр.

Биринчи горизонт (Түркән) горизонту Шыхов чимәрлијиндән шималда (Бақы мәртәбәси дағы), Мишовдағ, Кичик һәрами вә Уштал



Бақы дағы мәртәбәси кәсиглишини мадди тәркиби. 1—Кил, 2—алеврит, 3—алевритли кил, 4—хлидолит, 5—тумлашы, 6—гум, 7—балыгулағлы гум, 8—гумча, 9—балыгулағлы кил, 10—килли гум.

кәснлишләрində мүшәһидә едилір (шәкил). Бу горизонт гранулометр-рик тәркибинин килли вә алевритли чөкүнтүләрдән тәшкил олунамасы, һәбелә карбонатлы бирләшмәнин азлығы илә сәчијјәләннр [1].

Бу горизонтун минераложии тәркибинин аз давамлы минераллардан (авкит, ади бујнуз дашы, доломит, һиперстен вә с.) тәшкил олуимушдур. Хүсусән Кичик Һәрами кәснлишинин минераложии тәркибинин 50%-дән чоһу аз давамлы доломит минералында тәшкил олуимушдур. ки, бу да һәмнин чөкүнтүнүн дәнзин Лагун шәрантиндә формалашдығыны сүбут едир. Бу горизонтун тәркибиндә ашынмаја давамлы минераллардан мусковити, лимонити, магнетит-илемени, аз мигдарда сиркону вә епидоту гејд етмәк олар.

Јүнкүл фраксијанын минераложии тәркиби чөл шпатларындан, дәјишилмиш чөл шпатларындан вә килли агрегатлардан тәшкил олуимушдур.

Горизонтун давамлылыг әмсалы 2—3-дүр.

Беләликлә, бу горизонтун минераложии тәркиби еркән Бақы эпоһасында (Түркән әсриндә) сојуг вә рүтүбәтли иглим шәрантинин мөвчуд олдуғуну сүбут едир. һәмчинин һәмнин чөкүнтүләрин тәркибиндә тәјин олуимуш спор-тозчуглар да бу фикрин дүзкүнлүјүнү сүбут едир.

Икинчи минераложии горизонт һәмчинин, Бақы дағы, Колејсәр, Мишовдағ, Кичик Һәрами, Нуран, Күрд-Гобу, Уштал, Дуздағ, Гарача, Јухары Салаһлы вә Азыһ палеолит дүшәркәси кәснлишләрində мүшәһидә едилмиш вә гранулометрик тәркибинин иридәнәли гумлу материаллардан тәшкил олунамасы илә фәргләнир. Биринчи горизонтта нисбәтән бурада чөкүнтүнүн карбонатлығы хејли (30—35%) јүксәлир. Мәсәлән, Бақы дағы кәснлишиндә карбонатлыг 25—30%, Кичик Һәраמידә 30—35%, Нуранда 40%-ә гәдәр јүксәлир [3].

Бу горизонтун минераложии тәркиби дә кәскин дәјишир. Ашынмаја давамлы минералларын фаизи кәскин чоһалыр. Давамлы минераллардан мусковит (54,9%), илменит-магнетит (25—40%), лимонит 20%-дән 67%-ә гәдәр јүксәлир. Лимонит минералынын ән јүксәк фаизи (67%) Мишовдағ вә Кичик Һәрами кәснлишләрində гејд олуноур.

Кичик Гафгазын шимал-шәрг јамачында (Јухары Салаһлы, Славјанка) магнетит (58,5%), турмалин (10,5%) үстүнлүк тәшкил едир [2].

Талыш дағлары кәснлишләрində (Госмалјан чөкәклији) магнетит-илменит, лимонит үстүнлүк тәшкил едир.

Јүнкүл фраксијанын башлыча сүхур әмәләкәтиричи минералы чөл шпатлары, дәјишилмиш чөл шпатлары вә килли агрегатлардан ибарәтдир. Славјанка вә Зәјәмчајын Күрә төкүлдүјү һиссәдә вулкан күлләри 40—50% тәшкил едир. Икинчи горизонтун тәркибиндә јухарыда гејд етдијимиз минераллардан башга, һәмчинин, аз мигдарда кварс, дәјишилмиш чөл шпатлары иштирак едир.

Беләликлә, бу горизонтун давамлылыг әмсалы 2,5-дән 4,5 арасында дәјишир вә минераложии тәркибин тәһлили кәстәрир ки, бу заман (орта Бақы эпоһасынын әввәлиндә) Азәрбајчан әразисиндә исти вә рүтүбәтли иглим шәраити һөкм сүрмүшдүр. Бу фикри, ејни заманда һәмнин чөкүнтүләрин тәркибиндән ашкар едилмиш спор-тозчугларын тәркиби дә (фыстыг, вәләс, ағчагајын, палыд, бадам, зиринч, нар, үзүм, инчил вә с.) сүбут едир. Азәрбајчанын әразисиндә һөкм сүрмүш бу исти вә рүтүбәтли иглим шәраити Рус дүзәнлијинин Коричевск бузлагарасы эпоһасына ујғун кәлир.

Үчүнчү минераложии горизонт Орта Бақы әсринин үст һиссәсини тәшкил едир. Јухарыда адлары чәкилән кәснлишләрдә (Мишовдағ,

Кичик Һәрами, Уштал, Дуздағ, Јухары Салаһлы вә с.) мүшәһидә едилмишдир. Бу минераложии горизонтун тәшкил едән чөкүнтүләрин литоложи тәркиби башлыча олараг килли ($<0,01$ мм) материаллардан (65—70%) ибарәтдир. Карбонатлығы кәскин азалыр вә ән јүксәк кәстәричи Мишовдағ кәснлишиндә гејд олуноур (15,0%).

Икинчи минераложии горизонтдан фәргли олараг, бу горизонтун минераложии тәркибиндә ашынмаја аздавамлы минераллар үстүнлүк тәшкил едир. Белә минераллардан авгит (25%), биотит (15%), бујнуз дашы минералы (10—15%), һиперстен (15%), диопсид (8%) даһа үстүнлүк тәшкил едир. Ашынмаја давамлы минераллардан магнетит мусковит, лимонит, аз мигдарда сиркон вә епидот иштирак едир.

Јүнкүл фраксијанын минераложии тәркиби чөл шпатларындан, дәјишилмиш чөл шпатларындан, силнеләшмиш сүхур парчаларындан, аз мигдарда кварс вә вулкан шүшәсиндән ибарәтдир.

Үчүнчү минераложии горизонтун литоложи-минераложии тәркиби (килли материалларын чоһалмасы, карбонатлығын азалмасы, ашынмаја аздавамлы минералларын үстүнлүк тәшкил етмәси вә с.) һәмнин чөкүнтүләрин рүтүбәтли вә сојуг иглим шәрантиндә, јүксәк дағлыг гуршағларда илә бузлагларын һөкм сүрдүјү шәрантдә формалашдығыны сүбут едир. Бу сојуглашма Азәрбајчанын әразисиндә Хәзәр дәнзинин регрессија мәрһәләсинә, Рус дүзәнлијиндә илә Донск бузлашмасына ујғун кәлир.

Дөрдүнчү минераложии горизонт тәркибиндә ири материалларын чоһалмасы вә карбонатлығын кәскин јүксәлмәси илә фәргләнир. Абшерон јарымадасы, Мишовдағ вә Кичик Һәрами кәснлишләрində карбонатлы бирләшмәләр даһа үстүнлүк (25—30%) тәшкил едир. Дикәр кәснлишләрдә (Уштал, Дуздағ, Гарача, Бақы мөртәбәси дағы, Јухары Салаһлы, Азыһ вә с.) карбонатлы бирләшмәләрин мигдары 15—20%-ә чатыр.

Ағыр фраксијанын минераложии тәркибиндә ашынмаја давамлы минераллар јүксәк фаиз тәшкил едир. Бурада Мусковит (40—45%), лимонит (25—30%) даһа кениш јайылмиш минераллардандыр. Кичик Гафгазын шимал-шәрг јамачында (Јухары, Салаһлы, Славјанка) магнетит вә турмалин даһа үстүнлүк тәшкил едир.

Јүнкүл фраксијанын башлыча минераллары, чөл шпатларындан, силнеләшмиш сүхур парчаларындан кварс вә вулкан шүшәсиндән ибарәтдир.

Дөрдүнчү минераложии горизонтун тәркибиндә ири материалларын чоһалмасы, ашынмаја давамлы минералларын үстүнлүк тәшкил етмәси аз давамлы минералларын кәскин азалмасы, һәмнин чөкүнтүләрин формалашдығы заман исти вә рүтүбәтли иглим шәрантинин һөкм сүрмәсини сүбут едир. Бу, үст Бақы эпоһасынын әввәлинә вә Рус дүзәнлијинин Мучкап бузлагарасы әсрә ујғун кәлир.

Гејд етмәк лазымдыр ки, бу әсрин һејванат аләми вә битки өртүјү дә јухарыда дејиләнләри сүбут едир.

Бешинчи горизонт үст Бақы чөкүнтүләриндән ибарәтдир вә Мишовдағ, Кичик Һәрами, Нуран, Гарамәрјәм, Уштал, Дуздағ, Гарача, Јухары Салаһлы, Славјанка вә Азыһ палеолит дүшәркәси кәснлишләри үзрә өјрәнилмишдир.

Бу горизонт тәркибиндә килли материалларын чоһалмасы вә карбонатлығын кәскин азалмасы илә дөрдүнчү горизонтдан кәскин фәргләнир. Мәсәлән, Абшерон јарымадасында килли фраксијанын мигдары

65—70%, ашағы Күр чөкәклијиндә 65—75%, Гарача вә Дуздаг кәси-лишләриндә 60—65%, Гәрби Азәрбајчанда 50—55% тәшкил едир. Бу чөкүнтүләрдә ән јүксәк карбонатлылыг Мишовдаг вә Уштал (15%) кәсилишләриндә гејд олунур. Азәрбајчан әразисинин дикәр кәсилишләр-риндә исә һәммин чөкүнтүләрин карбонатлығы 10—12%-дән артыг де-јилдир.

Бу горизонтун минераложии тәркибинә кәлдикдә исә ағыр фрак-сијанын минераложии тәркиби ашынмаја аз давамлы минераллардан (авкит, гиперстен, диопсид, бујнуз дашы, глауконит вә с.) тәшкил олун-масы илә фәргләнир. Бу чәһәтдән Гарача кәсилишини хүсуси гејд етмәк лазымдыр. Бурада авкит вә бујнуз дашы минералларынын һәр бири 40—50%-ә чатыр. Славјанка вә Јухары Салаһлы кәсилишләриндә исә гиперстен (35—40%) вә авкит (30%) минераллары үстүнлүк тәш-кил едир. Ашынмаја давамлы минераллардан мусковит, магнетит, ајры-ајры һалларда исә лимонит иштирак едир.

Јүнкүл фраксијанын минераложии тәркибиндә, башлыча олараг, чөл шпатлары, дәјишдирилмиш чөл шпатлары, килли агрегатлар, сил-лисләшмиш сүхур парчалары үстүнлүк тәшкил едир. Ајры-ајры һалларда вулкан шүшәси, калсит вә кварс иштирак едир.

Беләликлә, бешинчи горизонтун литоложи-минераложии тәркиби (килли фраксијаларын үстүнлүк тәшкил етмәси, карбонатлығын азал-масы, ашынмаја аз давамлы минералларын чохлауғу вә с.) Көстәрир ки, бу чөкүнтүләрин әмәлә кәлдији заман (Бакы әсринин сонунда) сојуг вә рүтубәтли иглим шәраитинин мөвчуд олмасы фикрини сөјләмәк олар.

Бу эпоха Рус дүзәнлијинин Окск бузлағы илә узлашыр. Беләликлә, Азәрбајчан әразисиндә инкишаф етмиш алт плейстосен (Бакы) чөкүнтүләринин мадди тәркибинин тәһлили бу әразидә иглим шәраитинин беш дәфә дәјишилмәсини сүбут едир. Бу заман үч сојуг-лашма вә ики бузлагарасы истиләшмә эпохалары гејд олунур. Сојуг-лашма вә ја бузлашма эпохаларында чөкүнтүләрин тәркибиндә килли материаллар вә ашынмаја аз давамлы минераллар үстүнлүк тәшкил едир. Карбонатлығы илә кәскин азалыр. Истиләшмә эпохаларында исә чөкүнтүләрин тәркибиндә карбонатлығы, ири фраксијалар вә ашын-маја давамлы минераллар үстүнлүк тәшкил етмишдир.

Әдәбијат

1. Алескеров Б. Д. Вещественный состав антропогенных отложений в бассейне р. Шамхорчай.—Докл. АН Аз ССР, 1968, № 8.
2. Алескеров Б. Д., Мамедов А. В., Свиточ А. А., Янина Т. А. Новые данные по стратиграфии Мишовдагского опорного разреза плейстоцена Азербайджана. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1987, №4.
3. Мамедов А. В., Алескеров Б. Д., Атакишиев Р. М. Вещественный состав и условия образования континентальных четвертичных отложений Шемаха-Кобустанской области. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1981, № 6.
4. Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Роль фациально-минерологического анализа и реконструкции климата антропогена. — М.; Наука, 1965.

Б. Д. Алескеров, С. С. Велиев,

Р. М. Атакишиев, А. И. Алиев

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В РАННЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

На основании комплексного литолого-минералогического анализа и карбонатности бакинских морских и континентальных отложений Азербайджана выявлено, что в течение этого времени произошло пятикратное изменение климатических условий. Три хо-

лодные эпохи сменились двумя теплыми. В начале раннебакинского времени произошло резкое изменение климата в сторону похолодания (оледенения). В конце раннебакинского времени начинается потепление (межледниковье), приведшее к таянию горных ледников, а также ледников северных широт. Начинается трансгрессия Каспийского моря, которое заливаet значительную часть низменностей.

В начале среднебакинского времени на территории Азербайджана вновь происходит общее похолодание (оледенение). В конце среднебакинского времени характеризуется потепление и иссушение климата. Начало позднебакинского времени характеризуется резким похолоданием и иссушением климата. Данное похолодание соответствует, по-видимому, окскому оледенению.

B. D. Aleskerov, S. S. Veliyev, R. M. Atakishiyev, A. I. Aliyev

CHANGING OF CLIMATE IN EARLY PLEISTOCENE ON THE DATA OF MATERIAL COMPOSITION

On the basis of complex lithological-mineralogical analysis and calcareousness of Azerbaijan's Baku sediments it is revealed that during this period the climate conditions has changed five times. Three cold epoches were replaced by two warm. one.

УДК 551.89

С. С. ВЕЛИЕВ, А. В. МАМЕДОВ, Б. Д. АЛЕСКЕРОВ

ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ РИТМЫ ЕВРОПЫ

Отсутствие непосредственного перехода между плейстоценовыми отложениями Каспийского моря и ледниковыми отложениями Русской равнины, а также неизученность абсолютной хронологии этих отложений долгое время не позволяли провести надежную корреляцию стратиграфических схем и палеогеографических событий плейстоцена этих регионов. Предложенные на этот счет схемы корреляции основывались не столько на фактическом материале, сколько на различного рода теоретических допущениях. Таким образом, сопоставлялись между собой трансгрессии Каспийского моря и эпохи оледенений Европы. Классическим, по выражению Ю. М. Васильева (1980, с. 134), было представление о том, что трансгрессии Каспия вызывались таянием ледников и соответствуют межледниковьям. Сторонниками этой точки зрения были, в частности, М. М. Жуков (1935) и Л. А. Варданянц (1948), относившие бакинскую трансгрессию к миндель—риссу, хазарскую — к рисс—вюрму, хвалынскую — к вюрм—поствюрму (вюрм—бюллю).

Но уже П. А. Православлев (1932) сопоставлял периоды трансгрессий Каспия с эпохами оледенений в Европе, а, именно, бакинскую—с минделем, хазарскую — с риссом, хвалынскую — с вюрмом. Когда же в сингильских слоях Нижнего Поволжья, имеющих нижнехазарский возраст, была обнаружена флора северной тайги (Гричук, 1954), то соотношение раннехазарской трансгрессии со среднеплейстоценовым оледенением стало считаться доказанным, а на этом основании и другие трансгрессии Каспия стали коррелировать с эпохами оледенений. Наиболее последовательным сторонником данного представления был А. И. Москвитин (1962), который все трансгрессии, за исключением бакинских, четко коррелировал с ледниковыми периодами — раннехазарскую—с днепровским, позднехазарскую — с московским, раннехвалынскую — с калининским, позднехвалынскую — с осташковским.

В 60-х годах в сингильских отложениях была обнаружена фауна явно лесостепного ландшафта (лесной слон, косуля, верблюд, сайгак и др.), свидетельствующая о донепровском (лихвинском) возрасте этих отложений (Алексеева, 1977). Также стало появляться довольно большое количество датировок абсолютного возраста, позволивших с большей или меньшей точностью датировать некоторые события в истории Каспийского моря. Одновременно возникло и новое препятствие для отождествления трансгрессий Каспийского моря с межледниковьями. Наиболее ясно об этом сказано у Ю. М. Васильева (1980, с. 135): «При допущении, что трансгрессии могут быть следствием таяния ледников, наибольшей должна была бы быть верхнехазарская трансгрессия (рисс—вюрм), тогда как в действительности она была наименьшей. Наибольшая плейсто-

ценовая хвалынская трансгрессия, наоборот, соответствует одному из наименьших оледенений».

Сейчас отсутствует стройная картина соотношений между плейстоценовыми событиями Каспийского моря и климатическими ритмами Европы. Сам Ю. М. Васильев (1980) помещает трансгрессии Каспийского моря во вторую половину межледниковья и первую половину ледниковой эпохи. Большинство же исследователей отказываются от поисков единых закономерностей. Так, П. В. Федоров (1978) бакинские слои сопоставляет с днепровским межледниковьем, нижнехазарские—с лихвинским межледниковым и днепровским оледенением, верхнехазарские—с микулинским межледниковьем, нижнехвалынские — с молого-шекснинским интерстадиалом, верхнехвалынские — с осташковским оледенением. Можно привести и другие примеры.

Только начавшийся в последние годы пересмотр уже как-будто устоявшихся представлений на климатические ритмы плейстоцена Европы дает возможность установления определенных закономерностей между событиями плейстоценовой истории Каспийского моря и климатическими ритмами Европы.

Согласно традиционной схеме ранний плейстоцен* Европы состоял из двух крупных подразделений — днепровского (гюнц—миндель, кроме межледниковья и окского (миндель, эльстер) оледенения. Сейчас выявляется более сложная история Европы в раннем плейстоцене. В Европейской части СССР пересмотр морен бассейна Дона, относимых ранее к днепровскому оледенению, выявило существование двух более древних, чем окское, оледенений — донского (первая половина раннего плейстоцена) и преддонского (название условное, предполагаемый возраст — эоплейстоцен). Соответственно в раннем плейстоцене Европейской части СССР определилось и два межледниковья — ильинское (между преддонским и донским оледенениями) и мучкапское (между донским и окским оледенениями). [20].

Пересмотр возраста морен в бассейне Дона не только сильно удревнил материковое оледенение в Европейской части СССР, но и привел к пересмотру взглядов на масштаб оледенений. Днепровское оледенение, «потеряв» донской язык, оказалось довольно скромных размеров, уступая по площади распространения не только донскому, но и окскому оледенениям, превосходя при этом последующие оледенения. Таким образом, выявляется интересный факт — общее сокращение со временем площадей распространения ледников.

Столько же эпох оледенений и межледниковий было определено и в Польше, где в раннеплейстоценовом южнопольском оледенении было выявлено два самостоятельных оледенений — санское и нидское, причем и здесь более древнее (санское) оледенение имеет большую площадь распространения, чем последующее нидское (Линдлер, 1982, Мойский, 1982 и др.). Климат раннего плейстоцена более западных районов Евро-

* Мы не останавливаемся здесь на проблеме нижней границы плейстоцена. Отметим только, что поиск единого критерия для этой границы уже привел к большому разнобою в определении ее возраста (от 0,5 до 3 и даже 4 млн. лет). Нам представляется, что необходимо вернуться к старой традиционной границе (по низам бакинских отложений), сейчас датированной 800—700 тыс. л. н., тем более, что исследователи этот рубеж определяют или границей между ранним и поздним плейстоценом, или границей между эоплейстоценом и плейстоценом. Кроме того, именно на этот рубеж приходятся такие крупные события, как окончание оледенения гюнц (менап, канзас), начало трансгрессий (милацкой или сицилий II в Средиземном море, чаудиной в Черном море, бакинской в Каспийском море и т. д.) и др.

пы не ясен даже в общих чертах. Но и здесь выявляется несколько холодных фаз (оледенений) (Зубаков, 1986, Москвитин, 1970 и др.). Нам представляется, что и здесь были две холодные эпохи (оледенения), там же, где выделяется большее количество фаз, вероятнее всего, речь идет о фазах более низкого порядка.

Новые представления о раннеплейстоценовой истории Европы позволяют нам разрешить и проблему бакинских трансгрессий. Данных абсолютного возраста бакинских отложений кроме термолюминесцентных, нуждающихся в дополнительном подтверждении, в нашем распоряжении пока нет. Но в каспийских осадках переход от плиоцена к плейстоцену сопровождается сменой палеомагнитной эпохи Матуяма эпохой Брюнеса и начало раннебакинской трансгрессии можно датировать промежуточное время между 730 и 700 тыс. л. н. (Мамедов, Алескеров, 1988). Этой трансгрессии предшествовала глубокая (до — 300 м) регрессия в так называемое тюрканское время (Лебедев, 1983). Приблизительно в это же время происходит переход от преддонского оледенения к ильинскому межледниковью. Это обстоятельство указывает на то, что раннебакинская трансгрессия была результатом таяния материковых ледников. Позднебакинская трансгрессия в этом случае хорошо коррелирует со следующим мучкапским межледниковьем, как итог таяния донского ледника. Среднебакинская трансгрессия (Мамедов, Алескеров, 1988) отмечается очень слабо и, видимо, представляет собой стадию раннебакинской трансгрессии.

В среднем плейстоценовую эпоху выделяют по одному межледниковью (миндель—рисс, голштейн) и одному оледенению (рисс, заале). Только в Европейской части СССР в среднем плейстоцене определялось два оледенения (днепровское и московское), но последние исследования показали, что в действительности мы имеем дело с одним оледенением с двумя стадиями, аналогично другим оледенениям Европы (рисс со стадиями I и II, заале — с дрене и варта).

Существование в среднем плейстоцене одного межледниковья объясняет и наличие в это время одной крупной трансгрессии Каспия — раннехазарской*. По данным абсолютных датировок возраст нижнехазарских отложений определяется как «более 300000 лет» (Арсланов и др., 1978, 1988). Уже одно это показывает синхронность раннехазарской трансгрессии лихвинскому межледниковью. В пользу этого свидетельствует и так называемая сингильская фауна нижнехазарских отложений, имеющая лесостепной характер (Алексеева, 1977).

Только флора сингильских отложений, о которой говорилось выше, как будто противоречит межледниковью возрасту раннехазарской трансгрессии. А. А. Чигуряева и Е. А. Скиданова (1957) отвергают существование в это время в Нижнем Поволжье таежной растительности, но и у них в среднем плейстоцене выявляется довольно холодная фаза, когда преобладали леса из сосны и ели. Эта холодная фаза четко фиксируется и в разрезе нижнехазарских отложений г. Мишовдаг в Азербайджане. Этому похолоданию, видимо, и соответствует таежная флора сингильских отложений, тем более, что сингильские отложения залегают в средней части нижнего хазара (Федоров, 1978). П. В. Федоров (1978), сопоставляя палеосингильские, сингильские и косожские слои в низовьях

* Ранее в средний плейстоцен включали и поздний хазар. Но по данным абсолютных датировок его возраст не превышает 130 тыс. лет, т. е. он приходится на поздний плей-

Волги с тремя уровнями нижнехазарских террас, выделяет три стадии раннехазарской трансгрессии, разделяемые, видимо, незначительными регрессиями. Если это так, то сингильская трансгрессия—одна из немногих вызванных похолоданием трансгрессия, оставившая после себя отложения и террасу.

Но это похолодание было кратковременным, не успевшим вызвать какие-либо существенные изменения в фауне и флоре Каспийского моря и прилегающих областей. Это холодная фаза коррелирует также с непродолжительным похолоданием внутри лихвинского (миндель—рисс, голштейн) межледниковья, которое было столь суровым, что некоторыми принимается за особое оледенение (Судакова, 1975 и др.).

Позднеплейстоценовая история как всей Европы, так и, в частности, Каспийской области, изучена в последние годы довольно тщательно. Здесь мы имеем многочисленные абсолютные датировки, прямо связывающие позднехазарскую трансгрессию с микулинским (рисс—вюрм, зем) межледниковьем, а позднехвалыинскую трансгрессию со временем таяния последнего валдайского (вюрм, висла) ледника (Арсланов и др., 1978, 1988). Две регрессивные стадии позднеплейстоценового Каспия также, как и предыдущие регрессии, приходятся на ледниковый период. Сейчас в позднем плейстоцене Каспия лишь раннехвалыинская трансгрессия не имеет своего решения. Это связано с неясностью периодизации последнего оледенения, а также с отсутствием достоверных датировок нижнехвалыинских отложений. Вероятнее всего, раннехвалыинская трансгрессия отвечает какому-нибудь интерстадиалу внутри этого оледенения, но пока нельзя отрицать и вероятность того, что она была вызвана похолоданием.

Сопоставление трансгрессий Каспийского моря с межледниковьями позволяет нам коррелировать их и с трансгрессиями Черного и Средиземного морей. Ранний плейстоцен Черного моря характеризуется двумя чаудинскими трансгрессиями*, которые по этому признаку хорошо коррелируют с двумя бакинскими трансгрессиями. В раннем плейстоцене Средиземного моря сейчас определяют одну трансгрессию—милацкую или сицилий II. Но интересно, что в Средиземноморье в это время—холодные эпохи, соответствующие по времени миндель I и миндель II (донскому и окскому оледенению). Вероятнее всего, и здесь в раннем плейстоцене были две трансгрессии.

В среднем плейстоцене Черного и Средиземного морей, как и в Каспийском море, отмечается одна крупная трансгрессия (древнеэвксинская и палеотирренская) со стадиями. Интересно, что в отличие от Каспия в этих морях фиксируется по две стадии. (Видимо, здесь не нашла своего отражения сингильская фаза, так как в холодные фазы Черное и Средиземное моря, имевшие связь с океаном, переживали регрессию). Нами палеоузунларская и палеотирренская фазы сопоставляются с палеосингильской фазой, а узунларская и эвтирренская—с косожской. Поздний плейстоцен с большим количеством данных абсолютного возраста особых трудностей не вызывает. Три трансгрессии этого времени Каспия (позднехазарская, ранне-и позднехвалыинские) коррелируют с соответствующими трансгрессиями Черного (карангатской, новоэвксинской и

* В. А. Зубаков с сотр. (1975) чаудинские слои подразделяют на слои, но нижний слой датируют 750—1055 тыс. л. н. Так что и у них в плейстоцене две чаудинские трансгрессии.

древнечерноморской) и Средиземного морей (неотиррекской, эвтирренской фландрской).

Обобщая изложенное, мы видим, что почти все трансгрессии Каспийского моря в плейстоцене соответствуют межледниковым эпохам и трансгрессиям соседних морей, т. е. наблюдается полная синхронность событий плейстоценовой истории Каспийского моря событиям других регионов (см. таблицу). Поднятие уровня Каспия в межледниковые эпохи, а именно, в микулинское время, подтверждается и расчетами, основанными на климатических показателях Русской равнины для этого времени (Величко и др., 1987). Синхронность событий Каспийского и Черного морей подтверждается и донными осадками (Сорокин и др., 1983).

Возвращаясь к возражениям Ю. М. Васильева против этого представления, отметим, что уровень Каспийского моря во время крупных трансгрессий определялся не количеством стаявшего снега, а высотой Манычского водораздела, через который Каспий почти во всех своих трансгрессиях изливал избыток своих вод. Кроме того, как уже отмечалось, масштаб оледенений со временем уменьшался, и максимальным было не днепровское, а донское оледенение. Также не подтверждается и представление о раннехвалынской трансгрессии, как о максимальной. Масштаб трансгрессий Каспийского моря, как и масштаб оледенений, начиная с максимальной позднебакинской трансгрессии постоянно уменьшался. Сохранность нижнехвалынских отложений объясняется их молодостью по сравнению с нижележащими отложениями.

Представление о том, что трансгрессии Каспия вызывались таянием ледников, названное Ю. М. Васильевым «классическим», вновь подтверждает свою правильность, и если у сторонников этого взгляда и были ошибки, то они вызывались не ошибочностью концепции, а неизученностью истории оледенений Европы.

Литература

1. Алексеева Л. И. Тернофауна раннего антропогена Восточной Европы. — М.: Наука, 1977. — 214 с.
2. Арсланов Х. А., Герасимов С. А., Леонтьев О. К. и др. О возрасте плейстоценовых отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродного и уран-иониевого методов датирования). — Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, 1978, № 48, с. 39—48.
3. Арсланов Х. А., Локшин Н. В., Мамедов А. В. и др. О возрасте хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродного и ураново-иониевого методов). — Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, 1978, № 57, с. 28—38.
4. Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. — Ереван. — Изд. АН АрмССР, 1948.
5. Васильев Ю. М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. — М.: Наука, 1980. — 172 с.
6. Величко А. А., Климанов В. А., Беляев А. В. Каспий и Волга 5,5 и 125 тысяч лет назад. — Природа, 1987, № 3, с. 60—66.
7. Гричук В. П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности. — Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 61, 1954, с. 5—79.
8. Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков Низового Поволжья. — Тр. Ком. по изуч. четв. периода, 1935, т. 4, в. 2, с. 227—272.
9. Зубаков В. А. Глобальные климатические события плейстоцена. — Л.: Гидрометеониздат, 1986. — 288 с.
10. Зубаков В. А., Конегура В. В., Попов Г. И. О возрасте и расчленении Чаудинского горизонта Причерноморья. — В кн.: Колебания уровня океана. Л., 1975, с. 98—113.
11. Лебедев Л. И. Особенности строения осадочной толщи Каспийского моря и их

Тыс. л. н.	Каспийское море	Черное море	Средиземное море	Европейская часть СССР	Западная Европа
15	ТРАНСГРЕССИЯ			ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ	
	Позднехвалынская	Древнечерноморская	Фландрская		
	РЕГРЕССИЯ			ОЛЕДЕНЕНИЕ	
85	Енотаевская		Гримальдийская		
	ТРАНСГРЕССИЯ			Валдайское	Вюрм (висла)
	Раннехвалынская	Нововзксинская	Эвтирренская		
	РЕГРЕССИЯ				
130	Ательская	Послекарангатская			
	ТРАНСГРЕССИЯ			МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ	
	Позднехвалынская	Карангатская	Неотирренская	Микулинское	Рисс-вюрм (зем)
300	РЕГРЕССИЯ			ОЛЕДЕНЕНИЕ	
				Днепровское	Рисс (заале)
	ТРАНСГРЕССИЯ			МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ	
400	раннехвалынская	Косожская фаза	Узунларская фаза	Эвтирренская фаза	Теплая фаза
	Сингильская фаза	Сингильская фаза	Регрессия	Регрессия	Холодная фаза
	Палеосингильская фаза	Палеосингильская фаза	Палеосингильская фаза	Палеосингильская фаза	Теплая фаза
	раннехвалынская	раннехвалынская	раннехвалынская	раннехвалынская	раннехвалынская
500	РЕГРЕССИЯ			ОЛЕДЕНЕНИЕ	
			Холодная фаза номентаций	Окское	Миндель II (эльстер II)
700	ТРАНСГРЕССИЯ			МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ	
	Позднебакинская	Позднечаудинская	Милацкая	Мучкапское	Миндель I-миндель II
	РЕГРЕССИЯ			ОЛЕДЕНЕНИЕ	
750			Холодная фаза	Донское	Миндель I (эльстер I)
	ТРАНСГРЕССИЯ			МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ	
	Ранне- и среднебакинская	Ранне-чаудинская	Милацкая (сицилий II)	Ильинское	Гюнц-миндель (кромер)

ПОСЛЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН
СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН
РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

- возможная палеогеографическая интерпретация. — В кн.: Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое, ч. II, 1983, с. 13—23.
12. *Линдлер Л.* Климатостратиграфия среднего плейстоцена южной части Центральной Польши. — XI конгресс ИНКВА. Тез. докл., 1982, т. I, с. 153—154.
13. *Мамедов А. В., Алескеров Б. Д.* Палеогеография Азербайджана в среднем и раннем плейстоцене. — Баку: Элм, 1988. — 157 с.
14. *Москвитин А. И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья. — М.: Изд. АН СССР, 1962—263 с.
15. *Москвитин А. И.* Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. — М.: Наука, 1970. — 277 с.
16. *Православцев П. А.* Предисловие к статье Веры Громовой. — Тр. Ком. по изуч. четв. периода, 1932, т. 2, с. 69—73.
17. *Сорокин В. М., Куркин П. Н., Чернышова М. Б.* Сравнительная позднечетвертичная палеогеография Черного и Каспийского морей. — В кн.: Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое, ч. I, 1983, с. 42—52.
18. *Судакова Н. Г.* Новое о лихвинском стратотипе. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 168—171.
19. *Федоров П. В.* Плейстоцен Повто-Каспия. — М.: Наука, 1978. — 166 с.
20. Четвертичные оледенения на территории СССР. — М.: Наука, 1987. — 128 с.
21. *Чигуряева А. А., Скиданова Е. А.* Материалы к истории растительности юго-востока в среднеплейстоценовое время. — Докл.—АН СССР, 1957, т. 117, № 1, с. 127—130.

С. С. Валиев, Э. В. Мамедов, Б. Ч. Элескеров

ПЛЕЙСТОСЕНДӘ ХЭЗЭР ДЭНИЗИНИН ИНКИШАФ ТАРИХИ ВӘ АВОПАНЫН ИГЛИМ РИТМЛЭРИ

Мәгаләдә Хэзэр дәннзинин Плейстосен трансгрессия вә регрессияларынын Авропанын Плейстосен иглим ритмләри илә мугајисәси мәсәләләринә бахылып. Мөвчуд материалларын тәһлил нәтижәсиндә мөәллифләр Хэзэрин трансгрессияларынын Авропанын бузлагарасы дөврләринә регрессияларынын исә бузлаг дөврләринә ујунлашдығыны кәстәрмишләр. Мүәллифләрнин мугәјән етдикләринә кәрә еркән Бақы трансгрессиясы—Илин бузлагарасы әсрә, сон Бақы трансгрессиясы—Мучкап бузлагарасы әсрә, еркән Хэзэр трансгрессиясы—Лихвин бузлагарасы әсрә, сон Хэзэр трансгрессиясы—Микулин бузлагарасы әсрә ујун кәлир. Мәгаләдә, һәмчинин, Хэзэр дәннзинин Плейстосен трансгрессияларынын Гара вә Аралыг дәннзләринин трансгрессиялары илә мугајисәсинә бахылып.

S. S. Veliyev, A. V. Mamedov, B. Ch. Aleskerov

PLEISTOCENE HISTORY OF THE CASPIAN SEA AND CLIMATIC RHYTHMS OF EUROPE

The article deals with the interrelation of pleistocene transgression and regression of the Caspian Sea and climatic rhythms of Europe's pleistocene. On the basis of existing material the authors come to conclusion that the transgression of Caspia coincides to interglacial period, regression of Caspia-glacial period. To authors' mind early Baku transgression falls on ilinian interglacial, latebaku — on muchgapan, earlykhazar — on likhvinian, latekhazar — on mikulian and etc. The correlation of Caspian transgression with transgressions of Black and Mediterranean seas is also considered in the article.

АЗӘРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1989, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1989 № 6

УДК (561:581.33). 551.894 (479. 24)

Е. Н. ТАГИЕВА

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ В ГОРАХ ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

Выявление закономерностей отражения растительности горных стран в спорово-пыльцевых спектрах является важным условием для реконструкции ландшафтов и растительности прошлых эпох. При этом приходится учитывать не только целый ряд сложных биологических особенностей каждого вида растения, но и множество разнообразных природных условий — высотную зональность, экспозицию склонов, ветровой режим, расчлененность рельефа и т. д.

Исследования методического характера гор Кавказа велось в основном на территории Западного и отчасти Центрального Кавказа, где было установлено соответствие состава спорово-пыльцевых спектров окружающей растительности с некоторыми допущениями, характерными для этого региона (Клопотовская, 1973). Восточное Закавказье в этом отношении изучено слабо и недостаточно, имеются работы лишь по территории Грузии для пояса широколиственных лесов предгорно-низменной зоны Гаре—Кахети (Гогичайшвили, 1964) и в котловине г. Тбилиси (Рамишвили, 1977). Этими авторами установлено, что при интерпретации спорово-пыльцевых спектров необходимо учитывать легучесть и количество продуцируемой пыльцы, а также то, что в спектрах буковых лесов количество пыльцы бука не превышает 10%, а пыльца маревых и полыней может доминировать в спектрах, отсутствуя при этом в растительном покрове.

Для выяснения основных закономерностей формирования спорово-пыльцевых спектров, а также для выявления полной картины отражения современной картины растительности в составе этих спектров в горных районах Восточного Закавказья необходимо было провести аналогичные работы и для территории Азербайджана. С этой целью были выбраны два профиля, характеризующие два типа горных лесов: буковых, буково-грабовых лесов (на Малом Кавказе) и дубово-грабовых с участием гирканских реликтовых пород (Ленкоранская область).

На Малом Кавказе отбор проб был проведен по профилю хр. Шахдаг — г. Шамхор. Хребет Шахдаг находится на северо-западе азербайджанской части Малого Кавказа (2800 м), его южные склоны спускаются к оз Севан, а восточные — к долине среднего течения р. Шамхорчай. Поверхностные пробы отбирались через каждые 100 м над ур. м. начиная с субальпийского пояса (2100 м). В местах отбора проб по возможности велось описание растительности на площади примерно в 100 м². Смена растительных поясов прослеживается довольно четко и схожа с вертикальной поясностью, описанной Л. И. Прилипко (1954). Альпийские и субальпийские луга с высоты 2100 м сменяются поясом субальпийских буковых лесов, так называемым «буковым криволесьем», которое характеризуется небольшой высотой древесного яруса, где кроме

бука присутствует клен, береза, калина, иногда граб. Травянистый покров хорошо развит и разнообразен по видовому составу, отмечается большое участие папоротников: *Dryopteris oreadres*, *D. filix-mas*, *Asplenium viride*, *Boirychium lunaria*. С 2100 до 1800 м. возрастает доля участия в древостое таких широколиственных пород, как граб, клен, но бук продолжает доминировать. Далее, с 1800 м бук вытесняет сопутствующие ему породы и образует чистые буковые леса с покровом из папоротника, местами мертвопокровные. Ниже 1400 м буковые леса сменяются буково-грабовыми с участием дуба, а с высоты 600—700 м начинается пояс аридного редколесья, зарослей кустарников преимущественно из держидерева.

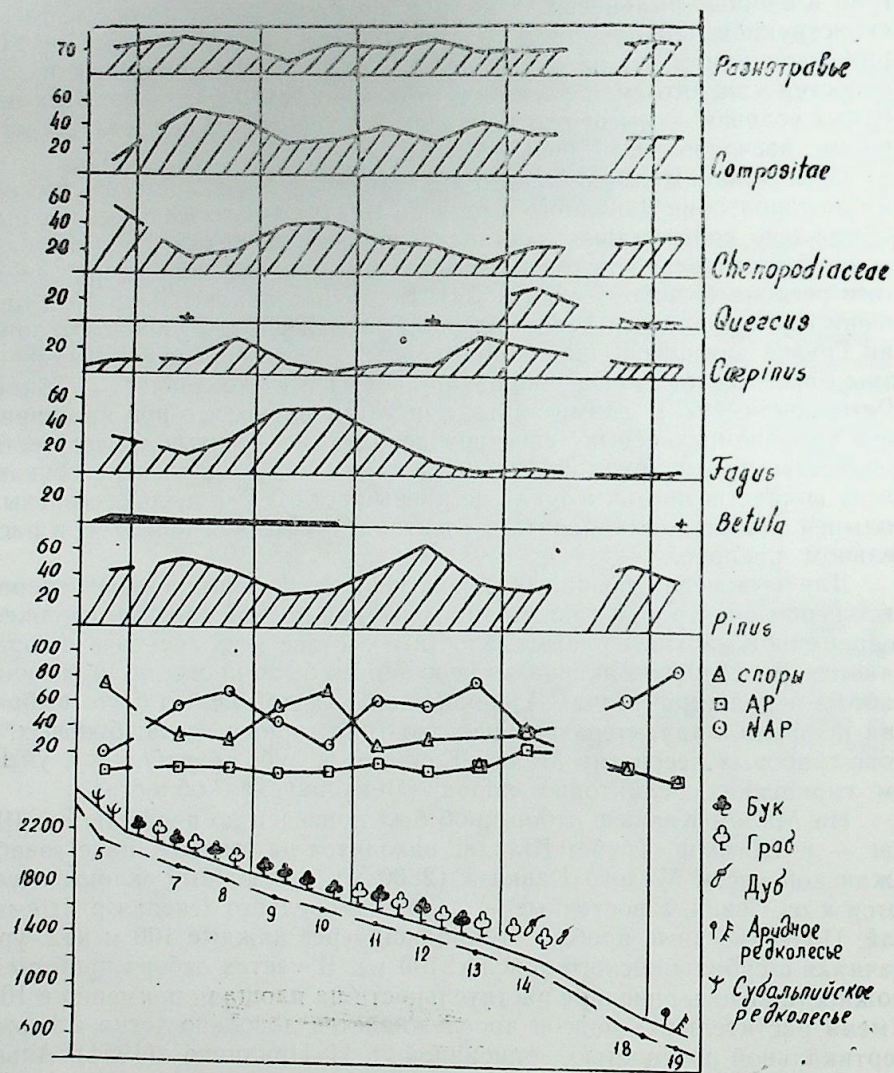


Рис. 1. Субрегентные спорово-пыльцевые спектры по профилю хр. Шахдаг—р. Шамхор (Малый Кавказ).

Было отобрано 11 образцов, включающих растительность с высоты 2100 м (верхняя граница лесного пояса в этом районе) до предгорных равнин — 600 м, т. е. рассмотрено формирование спорово-пыльцевых спектров в верхнем, среднем и нижнем горных поясах (рис. 1).

Несмотря на то, что большинство просмотренных проб были отобраны в районе распространения широколиственных лесов, на диаграмме общего состава растительности это не нашло отражения. Во всех точках отбора, кроме буковых лесов (обр. 9, 10) и субальпийского редколесья (обр. 5), где доминируют споры папоротников, преобладает пыльца трав. Это, возможно, объясняется тем, что древесная растительность наиболее подвержена антропогенному воздействию и в данном случае мы имеем дело с нарушенными фитоценозами.

Анализируя распределение пыльцы внутри группы древесных, отмечаем довольно высокое содержание пыльцы сосны на всем протяжении спектров. Ближайшим местом распространения сосны от района взятия проб являются небольшие искусственные насаждения на северо-западе Кедабекского района. Для проверки достоверности полученного материала была рассчитана встречаемость пыльцы сосны на 1000 пыльцевых зерен — она не превысила 30 в каждой пробе. По данным Р. В. Федоровой (1952), это дает основание отнести эти спектры к району, расположенному вдалеке от сосновых лесов, и соответственно считать пыльцевые зерна сосны, а также единичные зерна ели заносными.

В остальном распределение пыльцы древесных пород внутри группы достаточно верно отражает картину современной растительности; максимальное содержание пыльцы бука (60—90%) приходится на средний горный пояс чистых буковых лесов. Увеличение количества пыльцы граба в спектре соответствует буково-грабовым лесам. Незначительное содержание пыльцы липы и вяза говорит о подчиненной роли этих пород в смешанном лесу. Очень четко прослеживается на диаграмме распространение одного из основных элементов субальпийских лесов и редколесий Кавказа — березы. Закономерное уменьшение пыльцы березы с понижением абсолютной высоты над уровнем моря и выпадением из спектра ее состава на уровне 1600 м соответствует распределению ее на склонах Малого Кавказа. Присутствие единичных зерен березы в образце № 19 (600 м над ур. м.) — несомненно, явление дальнего заноса.

На Кавказе произрастает всего лишь два вида берез (*Betula verrucosa*, *B. Litvinovii*), нижняя граница распространения которых спускается до нижнего горного пояса (800—900 м). Оба вида являются тесными спутниками сосновых лесов, главным образом, из *Pinus hamata* и в данном районе отсутствуют. Верное отражение нашло присутствие дуба, входящего в состав широколиственных лесов верхнего горного пояса, выпадающего из древостоя в буковых лесах и вновь появляющегося в среднем горном поясе.

Интерпретация спорово-пыльцевых спектров внутри группы травянистых показала, что во всех точках отбора присутствует большое количество пыльцы сложноцветных и маревых, что указывает на нарушение фитоценозов, т. к. большинство представителей этих семейств плохо поедаются скотом, занимая соответственно все свободные площади как в субальпийском поясе, так и под пологом широколиственных лесов, а также включают в себя много антропохорных видов.

Содержание спор папоротников достигает максимума в субальпийском поясе и в чистом буковом лесу, в области аридных, редколесий ко-

личество их снижается до 1%, где на смену папоротникам приходят споры мхов.

Флористический состав, выявленный при просмотре поверхностных проб, достаточно полно и точно характеризует растительность всех трех высотных поясов. Сделаны видовые определения для древесных, кустарниковых, травянистых (31) и споровых (11) растений. Анализ флоры покрытосеменных субальпийского пояса выявил практически все семейства, в состав которых входят травянистые и кустарниковые виды, произрастающие здесь. Характерным для этого пояса оказалось наличие большого разнообразия состава папоротников, что может являться определяющим критерием высотной приуроченности спорово-пыльцевых спектров в комплексе с анализом групп древесных и травянистых.

Особо надо отметить кустарниковые формы, которые тонко реагируют на изменение ландшафтной структуры и для данного района являются переходным типом растительности от лесной к степной зоне. В спектрах обр. № 18, взятом в двух километрах от левого берега р. Шамхорчай, флора, описанная в месте отбора и включающая кизил, жимолость, жестер и др., полностью нашла свое подтверждение в спектрах при видовых и родовых определениях. Вместе с тем пыльца держидерева — доминанты аридных редколесий в месте отбора обр. № 19 не нашла своего подтверждения в спектре.

Таким образом, при интерпретации спорово-пыльцевых спектров северо-западных склонов Малого Кавказа следует учитывать, во-первых, заносность пыльцы хвойных пород, которая может искажать соотношение компонентов спектра.

Во-вторых, данных по общему составу спектров не достаточно для того, чтобы судить о степени распространения лесов на исследуемой территории, — необходимо учитывать распределение пыльцы внутри групп и, соответственно, продуктивность и характер распространения пыльцы тех или иных пород.

В-третьих как показали спектры, одним из основных показателей нарушенного фитоценоза, как следствие антропогенного воздействия, является присутствие большого количества маревых и сложноцветных, что также необходимо учитывать при интерпретации спорово-пыльцевых спектров.

В-четвертых, наличие большого разнообразия папоротников при минимуме пыльцы древесных оказалось характерным для субальпийского пояса, что может являться определяющим критерием высотной приуроченности спорово-пыльцевых спектров.

Отбор поверхностных проб в Талышских горах — реликтовом центре гирканской третичной флоры — проводился по долине р. Ленкорань. На всем протяжении взятия образцов прослеживается смена высотных и соответственно растительных поясов. Переходный, от лесного к луговому, пояс лугово-кустарникового типа от 1600 до 1100 м представлен кустарниковыми формами — боярышник, мушмула, алыча, грабинник, с отдельными участками грабовых лесов. Среднегорные широколиственные леса из граба, бука, дуба, единичных экземпляров железного дерева на северных склонах преобладают в полосе 1100—500 м, ниже, пределах 500—600 м, железное дерево становится доминирующей породой в этих лесах. Второй ярус лесного пояса составляют кустарники — боярышник, грабинник, инжир. Травянистый покров слабо развит или отсутствует. Два образца были отобраны непосредственно у берега реки, где к общему

составу древесных примыкают ольха лапина крылоплодная, тополь и один образец — у берега моря из затопленного участка с преобладанием травянистых — клевер, ситник, подорожник, злаки и др.

На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 2) общего состава пыльца древесных доминирует в спектрах горных широколиственных лесов, до

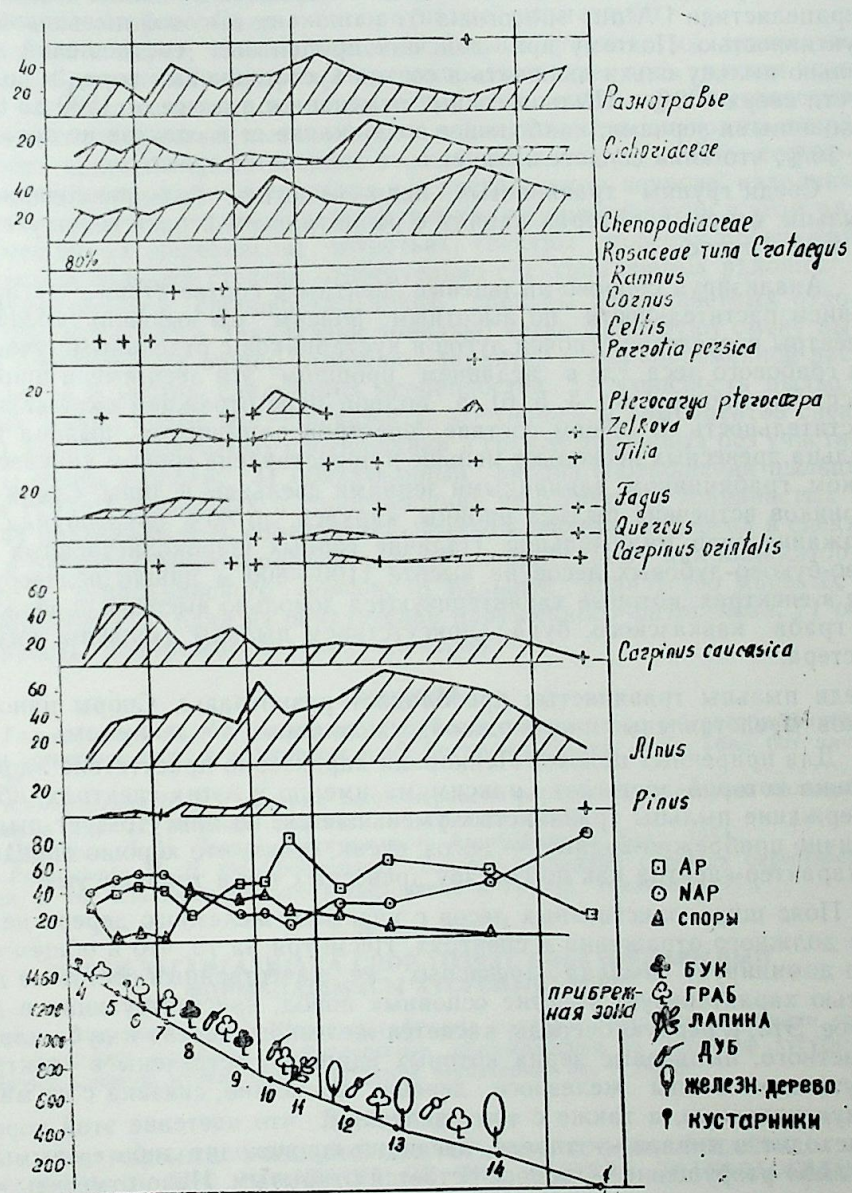


Рис. 2. Субцентные спорово-пыльцевые спектры по профилю долины р. Ленкорань

45—80%, уступая место пыльце травянистых лишь в спектрах лугово-кустарникового и прибрежно-морского типов.

Внутри группы древесных преобладает пыльца ольхи, причем, содержание ее на низменности у берега моря и выше границы леса заметно снижено. Такое доминирование пыльцы ольхи объясняется довольно широким распространением этой породы в Ленкоранской группе районов, где произрастают два вида ольхи — бородастая (*Alnus barbata*) и сердцелистная (*Alnus subcordata*), а также ее высокой пыльцевой продуктивностью. Поэтому при подсчете процентных соотношений желательности пыльцу ольхи включать в состав кустарниковых пород и подсчет вести сверх 100%. Пыльца сосны отмечается в поясе от 1500 до 600 м единичными зернами, наибольшее содержание ее в спектре не превышает 10%, что явно свидетельствует о ее заносном характере.

Среди группы травянистых надо отметить большое содержание пыльцы маревых, которая наряду с разнотравьем играет ведущую роль в этой группе.

Анализируя спорово-пыльцевые спектры в соответствии с распределением растительности по высотным поясам мы выявили следующее. Спектры послелесного пояса лугов и кустарников с отдельными участками грабового леса, где в недавнем прошлом эти леса имели широкое распространение (обр. 4, 5, 6), в полной мере отражают окружающую растительность. В общем составе спектров доминирует пыльца трав, пыльца древесных несколько меньше и представлена грабом кавказским, буком, грабинником, единичными зернами дзельквы и липы. Среди кустарников встречается пыльца рябины, каркаса, до 80% боярышника. Содержание спор минимальное. Наличие горных широколиственных грабово-буково-дубовых лесов на высоте 1100—800 м нашло подтверждение в спектрах, которые характеризуются довольно высоким содержанием граба кавказского, бука, присутствием пыльцы дзельквы, кизила, жестера.

Среди пыльцы травянистых преобладает разнотравье. Споры папоротников представлены многоножкой, ужовником, асплениумом.

Для приречных ценозов Ленкорани характерно присутствие лапины, пыльца которой достигает максимума именно в этих спектрах, общее содержание пыльцы травянистых уменьшается, но присутствует пыльца типично прибрежно-водных — рогоз, сусак, осока, что хорошо определяет характер спектра как по составу древесных так и травянистых.

Пояс широколиственных лесов с участием железного дерева не нашел должного отражения в спектрах. Несмотря на то, что в общем составе доминирует пыльца древесных, ее качественный состав не полностью характеризует участие основных пород, присутствующих в древостое. Это, в первую очередь, касается железного дерева и дуба каштанолистного, пыльцевые зерна которых единично встречаются в спектрах. Отсутствие пылепыльцы железного дерева, возможно, связана с ее малой продуктивностью, а также с тем явлением, что цветение этой породы происходит в январе — апреле, очевидно, происходит либо ее вымывание, либо разрушение — вопрос остается открытым. Надо отметить, что, возможно, по этим причинам в ископаемом состоянии пыльца парротии на Кавказе практически не встречается, единичные находки ее отмечены лишь для акчагыла Зап. Грузии (Шатилова, 1963), хотя отпечатки листь-

ев свидетельствуют о более широком распространении на территории Кавказа в прошлом.

Спектры образца, снятого у берега моря, характеризуются доминированием пыльцы разнотравья с участием пыльцы прибрежно-водной растительности, содержание пыльцы древесных значительно снижается, до 20%, но она представлена единичными зернами практически всех видов, произрастающих в верхних поясах, что говорит о большей осредненности этих спектров. Споры папоротников отсутствуют.

Из этого следует, что соотношение пыльцы травянистых, древесных и спор в субрецентных спектрах Талыша соответствует доле участия этих групп в растительном покрове. Однако при этом необходимо: вычисление процентного содержания пыльцы ольхи рациональнее производить сверх 100% всех древесных; во-вторых, в результате неадекватного соотношения пыльцы парротии в спектрах и в растительном покрове, находки единичных ее зерен могут свидетельствовать о существовании в этом районе смешанных железняков; в-третьих, спектры морских побережий осреднены в большей степени относительно спектров горных районов.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры поверхностных отложений гор Восточного Закавказья довольно четко фиксируют смену высотной поясности и в общем отражают характер и тип современной растительности с учетом следующих особенностей: 1) заносность пыльцы хвойных пород, корые могут исказить соотношение компонентов спектра; 2) подсчет процентных соотношений в группе древесных без участия пыльцы сосны и ольхи; 3) обязательный анализ соотношения пыльцы внутри группы древесных и сопоставления ее с группой травянистых и спор; 4) неадекватность соотношения пыльцы железного дерева в спектрах и в растительном покрове; 5) споры папоротников — как индикаторы лесного и субальпийского поясов; 6) большое количество маревых и сложноцветных — один из показателей нарушенного фитоценоза; 7) осредненность прибрежно-морских спектров.

Литература

1. Гогичайшвили Л. К. Материалы к изучению закономерностей распространения пыльцы древесных пород в предгорном поясе Восточной Грузии. — Тр. Тбил. бот. ин-та, 1964, 23.
2. Клопотовская Н. Б. Основные закономерности формирования спорово-пыльцевых спектров в горных районах Кавказа. — Тбилиси, 1973.
3. Прилипко Л. И. Лесная растительность Азербайджана. Баку, 1954.
4. Рамишвили М. Н. Осредненности спорово-пыльцевых спектров окрестностей Тбилиси. В сб. «Палинологические исследования в Грузии. Тбилиси, 1977.

Ж. Н. Тагыјева

ШӘРГИ ЗАГАФГАЗИЈАДА СПОР-ТОЗЧУГ СПЕКТОРЛАРЫНЫҢ ФОРМАЛАШМАСЫ ХҮСУСИЈӘТЛӘРИ

Мағаләдә көстәриләр ки, Шәрги Загафгазија дағлары сәтһ чөкүнтүләринин спор-тозчуг спектрләри жүксәклик гуршағларынын дәјишилмәсини вә мүхтәлиф хусусијәтләри нәзәрә алмағла, мүасир битки өртүјүнүн характерини әкс етдирир.

E. N. Tagiyeva

THE FORMING PECULIARITIES OF CRYPTOGAMIC-POLLENS SPECTRUM IN THE MOUNTAINS OF THE EASTERN TRANSCAUCASUS

It is determined that the cryptogamic-pollens spectrum in surface deposit of the Eastern Transcaucasus fix the change of high-altitude zonality and generally reflect the character of present vegetation with regard for some peculiarities,

УДК 551.5+581.9 (479.24)

М. К. РАГИМОВ

УЧЕТ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИ АЭРОФОТОСЪЕМКЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Территория Азербайджанской ССР очень разнообразна по условиям подстилающей поверхности, и следовательно, конвективных движений в атмосфере. Поэтому планировать условия аэрофотосъемки республики, особенно в горных районах, представляет большую трудность. Более успешно можно решить эту задачу на межгорных низменных районах, где равнинный рельеф уменьшает турбулентность вертикальных движений воздуха. Естественно, что на качество аэрофотосъемки наряду с природными условиями влияют и технические факторы. В отличие от технических быстро меняющиеся природные условия оказывают нам большое влияние на качество изображения.

В зависимости от продолжительности различают четыре категории природных условий аэрофотографирования: многолетние, сезонные, погодные и суточные [1].

Мы поставили перед собой задачу изучать в зависимости от условий аэрофотосъемки погодные изменения, в частности один из самых динамичных компонентов — облачность. Облачный покров создает дополнительное ограничение на получение информации с того участка Земли, который покрыт им. Это особенно ярко выражается в условиях равнин, окруженных высокими горами.

Конечно, в случаях острой необходимости проводится аэрофотографирование при наличии облачности на определенных пленках, но качество таких изображений обычно низкое [1].

На формирование облачности в Азербайджанской ССР оказывают сильное влияние горы Большого и Малого Кавказа с их сложной орографией.

Распределение и количество облаков здесь зависит также от экспозиции склонов, высоты над уровнем моря, обуславливающих специфику внутримассовых процессов и т. д.

На равнинной же территории распределение облачности в теплый период больше всего связано с перемещением Азорского антициклона и восходом южных циклонов [3, 4].

Использование аэро- и космических снимков, особенно для изучения фенологических явлений, целесообразно только в отсутствии на них изображений облачности и тени, образуемых облаками. Только при поступлении регулярной информации можно судить о фенологических явлениях и даже прогнозировать их. Как утверждают некоторые авторы [1, 2], для решения задач дистанционной фенологии достаточно зимой одного-двух снимков в месяц, весной и осенью примерно одного снимка на 4—5 дней, а летом одного на 5—10 дней.

Нужно установить оптимальный период аэрофотосъемки, особенно в исследовании фенологических явлений, т. е. планировать съемку с уче-

том факторов, отрицательно влияющих на качество изображения, в зависимости от поставленной цели. Это очень полезно с экономической точки зрения и может устранить лишние расходы. В обратном случае такие расходы неизбежны даже при строгом соблюдении всех тектонических требований [7].

Для изучения облачного покрова сначала по физико-географическим районам республики было проанализировано изменение ясного состояния неба (0—2 балла) за теплый период года (апрель—октябрь). С этой целью по данным метеорологических станций осредненные за 29-летний период (1936—1965) для различных районов Азербайджанской ССР были построены графики сезонного изменения повторяемости ясного состояния неба на 13 ч, когда отсутствуют тени растительности, а вероятность образования туманов наименьшая [2, 5, 6].

В результате анализа динамики облачности за теплый период года на территории республики выделены четыре группы районов, различающиеся по условиям аэрофотосъемки.

Первая группа районов характеризуется преобладанием пасмурного неба (8—10 баллов) над ясным в течение всего теплого периода (рис. 1). В этих районах повторяемость ясного неба даже в самом ма-

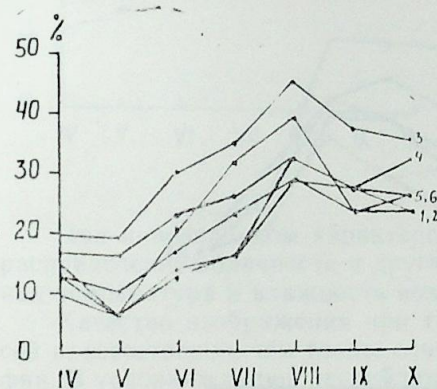


Рис. 1. Сезонные изменения повторяемости ясного неба (0—2 балла) по данным метеорологических станций:

1 — Алибек; 2 — Куба; 3 — Конагкенд; 4 — Кедабек; 5 — Дашкесан; 6. Шуша

лооблачном месяце (август) не превышает 40% (по данным станции Шуша). Из этой группы только в Конагкенде количество ясных дней в августе чуть больше пасмурных (на 6%).

Для второй группы районов характерно преобладание ясного неба над пасмурным только в июле и августе (рис. 2). В течение этих месяцев число дней с ясным небом составляет 35—48%; преобладают над пасмурным примерно на 0—19%.

Третью группу районов выделили по признаку преобладания ясного неба над пасмурным только на период июнь—август (рис. 3). Повторяемость ясного неба в эти месяцы по соответствующим районам достигает 30—58%; оно преобладает над пасмурным на 0—32%.

Четвертая группа районов характеризуется преобладанием ясного неба над пасмурным в течение большей части периода апрель—октябрь на 0—85% (рис. 4). Число дней с ясным небом за этот период достигает 61%, а в Нахичеванской АССР даже 87% (Джульфа). Сюда входит и вся Кура-Араксинская низменность.

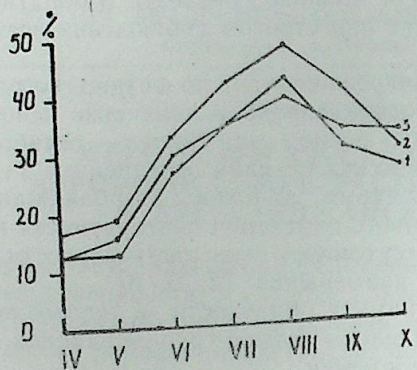


Рис. 2. Сезонные изменения повторяемости ясного неба (0—2 балла) по данным метеорологических станций:
1—Куткашен; 2—Кировабад; 3—Лачин

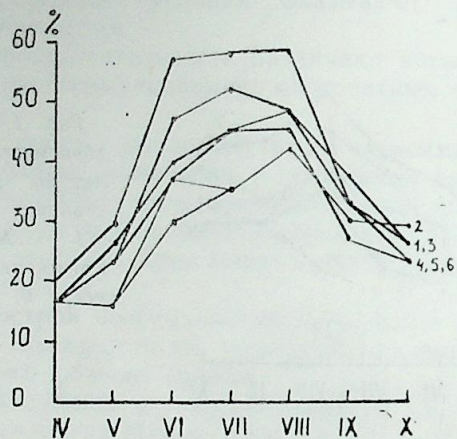


Рис. 3. Сезонные изменения повторяемости ясного неба (0—2 балла) по данным метеорологических станций:
1—Закаталы; 2—Шеки; 3—Шемаха; 4—Лерик; 5—Ленкорань; 6—Астара.

Для простоты использования в графики нанесены данные не всех метеорологических станций; тем не менее теснота линий сезонной динамики облачности отдельных групп показывает идентичность условий аэрофотосъемки, в условно разделенных группах районов.

Кроме облачности на качество изображения могут оказать отрицательное влияние такие факторы, как запыленность атмосферы, пыльные поземки и другие вредные метеорологические явления [1].

Особенно сильные препятствия для аэрофотографирования создает так называемая приподнятая инверсия, которая характерна для нашей республики даже в самые ясные дни, когда в результате загрязнения в нижних слоях атмосферы накапливаются примеси различных газов и тем самым экранируют земную поверхность.

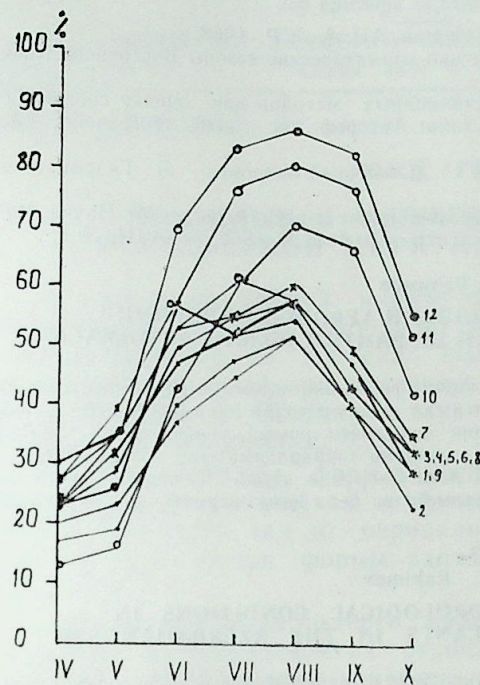


Рис. 4. Сезонные изменения повторяемости ясного неба (0—2 балла) по данным метеорологических станций:
1—Низовая; 2—Хачмас; 3—Кызылбурун; 4—Актафа; 5—Шамхор; 6—Кубатлы; 7—Евлах; 8—Кюрдамир; 9—Сабирабад; 10—Шахбуз; 11—Нахичевань; 12—Джюльфа; х—районы Кура-Араксинской низменности; о—районы Нахичеванской АССР.

При инверсионном характере распределения наблюдается обратное распределение облачности и других метеорологических элементов, таких, как температура и влажность воздуха, осадки и т. д. [8].

Качество изображения при такой погоде зависит от плотности примесей и, естественно, чем толще слой примеси, тем хуже качество фотографии. В условиях нашей республики это особенно характерно для низменных районов.

Кроме того, пыль, оседающая на поверхности растительности, приводит к тому, что на снимках они, особенно растения возле автомобильных дорог отличаются более светлым тоном. Это связано с повышенными отражательными свойствами таких растительных сообществ.

Анализируя динамику облачности на 13 ч за теплый период года можно прийти к такому выводу, что для изучения растительности, в частности фенологических состояний сельскохозяйственных культур, пастбищ и лесной растительности для первой группы районов наименее информативными будут снимки, сфотографированные в мае.

Для второй и третьей групп районов наиболее благоприятным является август. А для четвертой группы районов в основном все летние месяцы наиболее благоприятным для съемки, наименее благоприятен апрель.

Литература

1. Виноградов Б. В. Аэрометоды изучения растительности аридных зон. — М.—Л.: Наука, 1966.

2. Елагин И. Н. Возможности применения космической съемки для изучения сезонных изменений ландшафтов некоторых районов СССР. — Исследование земли из космоса, 1984, № 5.
3. Климат Азербайджана. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1968.
4. Мадатзаде А. А. Естественно-синоптико-климатические сезоны Восточного Кавказа. — Баку: Элм, 1973.
5. Смольников С. Ю. Применение дистанционных методов для оценки состояния и урожайности пустынных пастбищ Узбекистана: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук:—Аш-хабад, 1987.
6. Справочник по климату СССР, вып. 15. (Облачный покров). — Л.: Гидрометеониздат, 1966.
7. Харин Н. Г. Лесохозяйственное дешифрирование аэроснимков. — М.: Наука, 1965.
8. Эйюбов А. Д. Инверсия погоды. — Докл. АН АзССР, 1962, т. XVIII, № 5.

М. К. Рахимов

АЗЭРБАЈЧАН ССР-ДЭ БИТКИЛЭРИН АЕРОШӘКИЛЛЭРИНИН ЧӘКИЛМӘСИНДӘ МЕТЕОРОЛОЖИ ШӘРАИТИН НЭЗЭРӘ АЛЫНМАСЫ

Мәгаләдә Азәрбајчан ССР-дә биткиләрин фенологијасынын өјрәнилмәси мәгсәди илә аерошәкилләрин чәкилмәси ишиндә оптимал дөврләр тәјин едилмишдир. Белә дөврләрин тәјин олунмасында аерошәкилләрин чәкилмәси ишинә мәнфи тәәсир кәстәрән зәрәрли атмосфер һадисәләрини вә ајдын күнләрин тәкрарланмасыны нәзәрә алмаг ләзымдыр. Бу мәгсәдлә республикада илин исти дөврүндә ајдын күнләрин (булудлуг 0—2 бал) тәкрарланмасы графикләри гурулмуш вә белә һава шәраитини әразидә пәјланма ганунаујғунлугу кәстәрилмишдир.

М. К. Rahimov

CALCULATION OF METEOROLOGICAL CONDITIONS IN AEROPHOTOGRAPHING OF PLANTS IN THE AZERBAIJAN SSR

The optimal aerophotographing periods are determined for the purpose of studying the phenological conditions of plants in the Azerbaijan SSR. In order to determine these periods it is needed to take into account the unfavourable atmospheric phenomenon negatively exerting the influence on aerophotographing conditions and the recurrence of clear sky during the vegetational period. The diagrams of recurrence of clear sky conditions (cloudiness force 0—2) are constructed and natural distribution of such weather on the territory of republic is given for this purpose in the article.

АЗЭРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1989, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1989 № 6

УДК 551.513:551.583

Ю. Д. ГАДИЕВ

СЕЗОННЫЕ И МЕЖГОДОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ ФОРМ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ Г. Я. ВАНГЕНГЕЙМА

Одним из важнейших климатообразующих факторов является атмосферная циркуляция, которая по сравнению с другими имеет наибольшую изменчивость во времени. Изменения атмосферной циркуляции обуславливают колебания климата с характерными временами от месяца до десятков лет. Поэтому ее изучение представляет большой научный и практический интерес.

Все многообразие форм атмосферной циркуляции над первым естественным синоптическим районом, простирающимся от меридиана Гренландии (20° с. ш.) до меридиана Енисея (~ 90° с. ш.), Г. Я. Вангенгейм делит на три формы: западную *W*, восточную *E*, меридиональную *C* [1].

Для формы *W* характерен слабовозмущенный западно-восточный перенос. При этих процессах отрицательные аномалии температуры и давления наблюдаются в полярных, а положительные — в умеренных и субтропических широтах. В случаях форм *E* и *C* в тропосфере имеют место ультрадлинные стационарные волны большой амплитуды. При них отрицательные аномалии температуры и давления отмечаются в ложбинах, а положительные — в гребнях. Аномалии осадков обратны аномалиям давления: они положительные в ложбинах и отрицательны в гребнях.

Каталог форм *W*, *E* и *C* ведется непрерывно в ААНИИ и охватывает длительный период — с 1891 г. по настоящее время. Он дает возможность исследовать многолетние колебания атмосферной циркуляции.

Вопрос о многолетних колебаниях частоты появления форм циркуляции *W*, *E* и *C* рассматривался неоднократно А. А. Гирсом и другими исследователями [2—4]. При этом строились кривые накопленных сумм аномалий годовых чисел дней с процессами *W*, *E*, и *C* и на основании анализа хода кривых выделялись периоды, в течение которых годовая частота появления процессов одной или двух форм атмосферной циркуляции систематически из года в год превышала норму, а частота появления других форм была ниже нормы. Такие периоды А. А. Гирс назвал циркуляционными эпохами. За период 1891—1973 гг. было выделено пять циркуляционных эпох [3]. На наш взгляд, достаточных оснований для такого выделения нет.

Дело в том, что за исключением стационарных процессов, вид любой интегральной кривой аномалий существенно зависит от выбора нормы. А. А. Гирс брал за норму среднюю за 1900—1960 гг. частоту появления рассматриваемой формы циркуляции. Для формы *W* норма считалась равной 127, для *E* — 145 и для формы *C* — 93 дня в году. Если взять период с 1900 по 1987 г. то нормы будут иными, в частности: для *W*, —

115 дней/год, для E —162 и для C — 92, т. е. норма для формы W уменьшилась на 12 дней/год, а для E увеличилась на 17 дней/год, а для формы C , как отмечалось выше, она осталась неизменной. В результате изменений норм переломы в ходе интегральных кривых аномалий годовых чисел дней с процессами W и E наблюдаются на 7—8 лет позже. Это обстоятельство указывает на то, что годовые частоты появления форм циркуляции W и E имеют тренды.

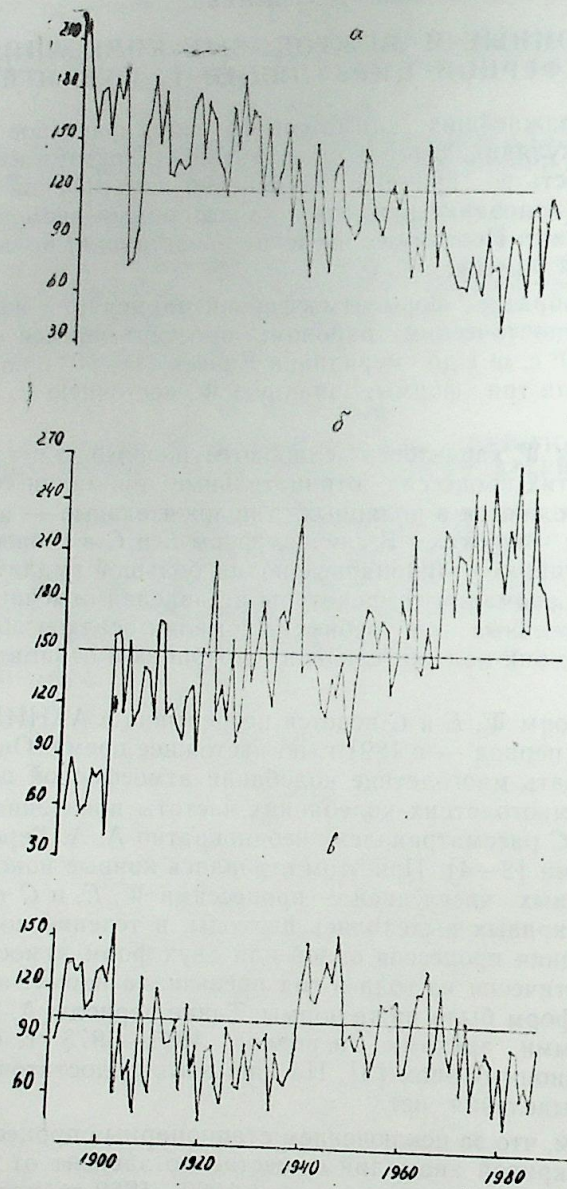


Рис. 1. Изменения во времени годовых частот появления форм атмосферной циркуляции за период 1891—1987 гг.:
а—форма W ; б—форма E ; в—форма C

Для обнаружения их мы построили графики хода годовых частот появления каждой из форм циркуляции. Данные о частоте появления форм атмосферной циркуляции W , E и C за период 1891—1972 гг. взяты из [3], а данные за 1973—1987 гг. нам любезно предоставили сотрудники отдела анализа мировой погоды Гидрометцентра СССР. Из построенных графиков нетрудно заметить, что частота появления форм W

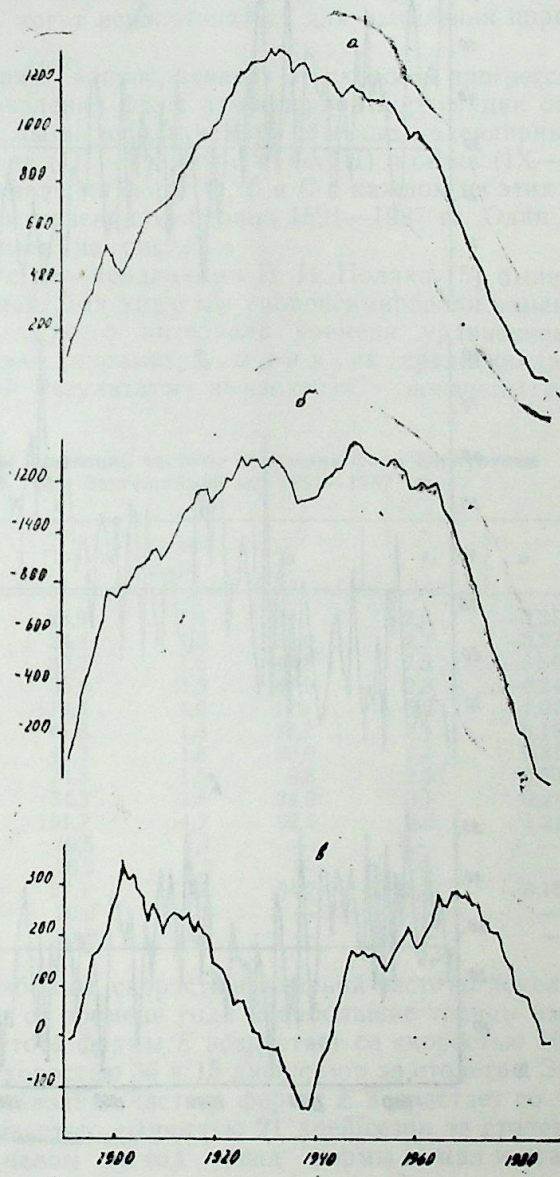


Рис. 2. Изменения интегральных величин годовых частот чисел дней форм атмосферной циркуляции (усл. обозначения те же, что и на рис. 1).

(рис. 1а) в течение последних 97 лет непрерывно уменьшалась от 220 в 1891 г. до 104 в 1987 г. Повторяемость процессов формы *E* (рис. 1б), наоборот, почти по линейному закону росла от 56 в 1891 г. до 169 дней/год в 1987 г.

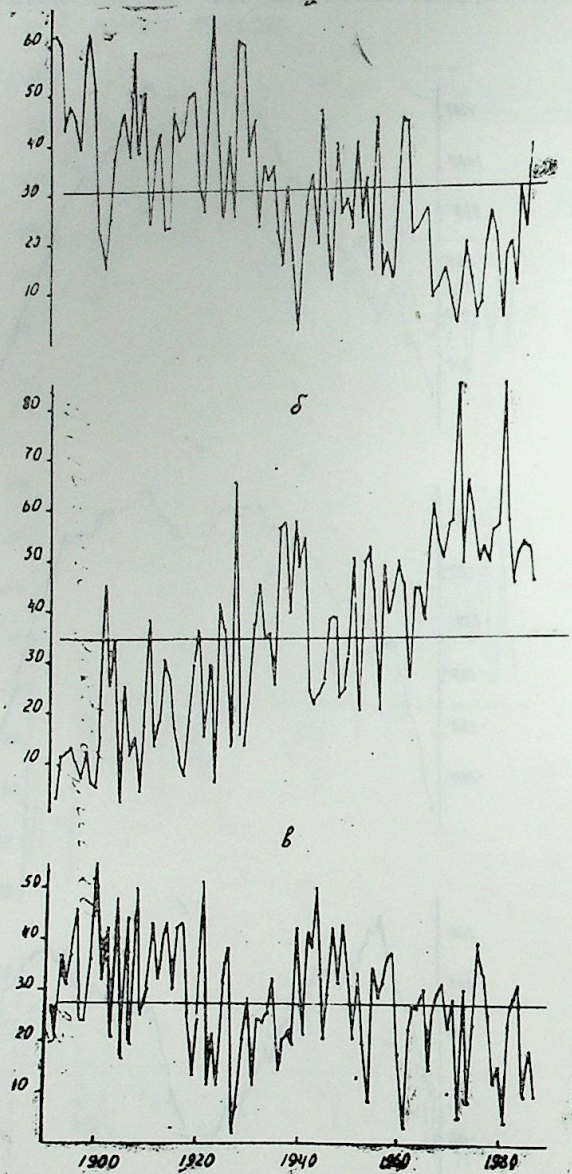


Рис. 3. Изменения во времени частот появления форм атмосферной циркуляции в летнем сезоне за период 1891—1987 гг. (усл. обозначения те же, что и на рис. 1).

Как видно из рис. 2а и б, интегральные кривые аномалий, построенные для таких нестационарных процессов, имеют переломы в 1934 (форма *W*) и в 1932 гг. (форма *E*).

Из рис. 1в отчетливо видно, что частота появления процессов формы *C* не обнаруживает тренда, в этом случае имеются длительные периоды то положительных, то отрицательных аномалий. Они хорошо видны и на интегральной кривой аномалий (рис. 2в). Поэтому, на наш взгляд, процессы с формами *C* могут использоваться для выделения циркуляционных эпох.

Теперь рассмотрим вопрос, зависит ли скорость прогрессивных изменений частоты появления форм атмосферной циркуляции от времени года? С этой целью мы выделили четыре обычных календарных сезона: зима (XII, I, II), весна (III—V), лето (VI—VIII) и осень (IX—XI). Подсчитали частоты появления форм *W*, *E* и *C* в каждом из этих сезонов и построили графики изменений за период 1891—1987 гг. Один из них за летний сезон приведен на рис. 3.

В соответствии с рекомендациями И. И. Поляка [5] были вычислены параметры трендов. Для этого мы аппроксимировали изменения частот форм *W*, *E* и *C* для всего интервала времени уравнением прямой $Y = a + vt$ и подсчитали параметры a и v и их среднеквадратические ошибки ϵ_a и ϵ_v . Результаты вычислений, показаны в таблице.

Параметры изменений частоты появления форм циркуляции
Г. Я. Вангенгейма за 1891—1987 гг.

Интервал времени	Форма циркуляции	Норма	Стандарт	a	ϵ_a	v	ϵ_v
Зима	<i>W</i>	28,9	1,4	39,1	2,6	-0,21	0,05
Весна	<i>W</i>	24,4	1,3	35,0	2,2	-0,22	0,04
Лето	<i>W</i>	30,3	1,6	47,8	2,5	-0,36	0,04
Осень	<i>W</i>	35,9	1,5	47,9	2,8	-0,24	0,05
Год	<i>W</i>	119,6	4,0	170	5,5	-1,02	0,10
Зима	<i>E</i>	41,8	1,8	32,7	3,4	0,19	0,06
Весна	<i>E</i>	41,3	1,6	26,0	2,7	0,31	0,05
Лето	<i>E</i>	34,5	1,9	9,8	2,5	0,50	0,04
Осень	<i>E</i>	34,3	1,6	24,0	3,1	0,21	0,05
Год	<i>E</i>	151,7	4,7	92,7	6,6	1,21	0,12
Зима	<i>C</i>	19,5	1,1	—	—	—	—
Весна	<i>C</i>	26,2	1,2	—	—	—	—
Лето	<i>C</i>	27,1	1,2	34,2	2,3	-0,15	0,05
Осень	<i>C</i>	20,8	1,3	—	—	—	—
Год	<i>C</i>	93,8	2,7	—	—	—	—

Как видно из таблицы, скорость изменений частоты появления форм циркуляции зависит от времени года. Наибольшие тренды имеют место летом: сезонная частота формы *E* возрастает со скоростью 50, а формы *W* и *C* убывает со скоростью 36 и 15 дней/сезон за столетие. Зимой тренды минимальные: сезонная частота формы *E* возрастает со скоростью 19, а формы *W* убывает со скоростью 21 дней/сезон за столетие. Зимой, весной, осенью и в целом за год тренд формы *C* мал и статически не значим.

До сих пор еще не изучена природа прогрессивных изменений атмосферной циркуляции. Большая скорость изменений процессов форм *W* и *E*, вероятнее всего, связана с антропогенными факторами. Не изучены

также и последствия этих изменений. Ясно лишь одно, что рост частоты повторяемости форм *E* и уменьшение частоты форм *W* должны сопровождаться над ЕТС СССР повышением атмосферного давления и температуры и уменьшением количества осадков.

Литература

1. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1946, № 5.
2. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 280 с.
3. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. 488 с.
4. Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 343 с.
5. Поляк И. И. Методы анализа случайных процессов и полей климатологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1979.

У. Ч. Надыев

К. Я. ВАНГЕНГЕЙМИН АТМОСФЕР СИРКУЛАСИЯСИ ФОРМАЛАРЫНЫН ИЛЛИК ВЭ МӨВСУМИ ТЭРЭДДҮДЛЭРИ

Мәгаләдә 1891—1987-чи илләрдә биринчи тәбии синоптик районда К. Я. Вангенгеймә көрә атмосфер сиркуләсияси формаларынын јаранма тәзлијинин илләр вә мөвсүми тәрәддүдләринин тәһлили верилмишдир. Трендләрин параметрләри һесаблинмиш вә мүәјјән едилмишдир ки, көстәрилән дөврдә *W* формасынын тәзлији фәсиләсиз олараг азалмиш, *E* формасы исә, әксинә, артмишдир. Көстәрилмишдир ки, *E* вә *W* формаларынын көскин дәјишмәләри ССРИ-нин Европа һиссәсиндә атмосфер тәзјигинин, һавә температурунун јүксәлмишә вә јағынтыларын азалмасына кәтириб чыхарыр.

У. Д. Hadiyev

SEASONAL AND INTERANNUAL FLUCTUATION OF ATMOSPHERIC CIRCULATION FORM OF G. Y. VANGENGEIM

The analysis of interannual and seasonal fluctuation frequencies of atmospheric circulation form emergences of G. Y. Vangengeim has been carried out in the first natural synoptic region within 1892—1987. The trend parameters are calculated. It is determined that during this period the form frequency *W* systematically decreased, but the form *E* on the contrary increased. It is shown that progressive fluctuation of form *W* and *E* must be accompanied by the rise of atmospheric pressure and air temperature and the decrease of precipitation on the European part of the USSR.

УДК 556.535.6.

Ф. А. ЭЮБОВА

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ РЕК МАЛОГО КАВКАЗА И ТАЛЫША

(в пределах Азербайджанской ССР)

При планировании водохозяйственных мероприятий и строительном проектировании необходимо знать пределы возможных колебаний величины годового стока взвешенных наносов.

Анализ многолетних данных по рекам Малого Кавказа и Талыша позволил прийти к выводу, что изменчивость годового стока взвешенных наносов намного больше, чем стока воды. Поскольку величина годового стока взвешенных наносов зависит не только от величины жидкого стока, но и от целого ряда природных и антропогенных факторов, колебания расходов взвешенных наносов не всегда синхронны с колебаниями расходов воды. Отметим, что годы с экстремальными значениями расходов воды и взвешенных наносов не всегда совпадают. Из 44 пунктов рек исследуемой территории лишь на 14 годы с наибольшими и на 19 с наименьшими средними годовыми расходами воды и взвешенных наносов совпадают. Несовпадение лет с наименьшим и наибольшим стоком воды и взвешенных наносов объясняется особым характером процессов формирования стока наносов в бассейнах горных рек. Как известно, наибольшая часть взвешенных наносов (преимущественно мелких фракций) проносится реками на подъеме весенне-летнего половодья, когда происходит усиленный смыв мелкозема с поверхности водосбора. В остальное время года смыв почвы будет определяться в основном интенсивностью выпадающих дождевых осадков, а также наличием рыхлообломочного материала в бассейнах рек. Исследованиями различных авторов (Лопатин, 1952; Хмаладзе, 1964; Шульц, 1965; Иванов, 1967; Ахундов, 1973 и др.) выявлено, что на горных реках при сравнительно незначительном изменении величины расхода воды расход взвешенных наносов может изменяться в десятки раз.

Необходимо отметить, что величина среднего годового расхода взвешенных наносов отдельных пунктов рек за весь период наблюдения колебалась в значительных пределах (табл. 1). Так, если соотношение между наибольшими и наименьшими средними годовыми расходами воды составляет 1,65—9,94, то для средних годовых расходов взвешенных наносов это соотношение в преобладающем большинстве случаев изменяется от 10 до 250, достигая на отдельных реках 375 (р. Каркарчай—мост Ага-керпи) и 600 (р. Таузчай — с. Берд).

Графики колебаний средних годовых расходов взвешенных наносов и воды, построенные в модульных коэффициентах, показывают, что ходы изменения указанных величин в основном соответствуют друг другу, од-

Таблица I

Изменчивость годового стока взвешенных наносов и воды

Река—пункт	Площадь водосбора км ²	Число лет наблюдений	Средние многолетние расходы		R _{макс} R _{мин}		Q _{макс} Q _{мин}		Коэффициент вариации годового стока		C _{VR} C _{VQ}
			взвеш. наносов, R, кг/с	воды, Q, м ³ /с	взвеш. наносов, R, кг/с	воды, Q, м ³ /с	взвеш. наносов, C _{VR}	воды, C _{VQ}			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
РЕКИ МАЛОГО КAVKAZA											
Актафа—Дилижан	222	31	0,46	2,91	18,9	6,55	0,84	0,38	2,21		
Актафа—Иджеван	1270	31	2,98	8,65	24,4	5,15	0,74	0,35	2,11		
Таузчай—Берд	102	21	0,11	0,52	600	9,94	2,42	0,65	3,72		
Шамхорчай—Барсум	922	32	3,33	8,39	125	3,68	1,09	0,28	3,89		
Гянджачай—Зурнабад	314	34	0,60	4,58	95,2	2,80	0,62	0,22	2,82		
Кюракчай—Дозулар	439	32	0,93	4,23	40,0	3,42	1,30	0,27	4,81		
Геранчай—Юхары Агджакенд	144	26	0,086	2,29	21,0	2,57	0,78	0,21	3,71		
Тертер—Кельбаджары	483	21	0,091	5,27	8,00	1,65	0,60	0,15	4,00		
Тертер—Мадагиз	2460	22	13,6	23,7	59,2	3,12	1,15	0,28	4,11		
Левчай—Камышлы	363	22	4,21	5,89	6,23	2,78	0,52	0,21	2,48		
Каркарчай—мост Ага-керли	238	32	0,36	1,89	375	6,06	1,00	0,35	2,86		
Арпачай—Ехегнадзор	1220	25	2,91	12,2	11,8	3,66	0,68	0,27	2,52		
Арпачай—Арени	2040	32	6,21	20,3	18,1	3,00	0,84	0,25	3,36		
Нахичеванчай—Биценак	94	18	0,17	2,31	45,3	3,77	1,14	0,39	2,92		
Джагрнчай—Паиз	348	33	0,75	1,16	188	9,83	1,51	0,48	3,15		
Алинджачай—Арафса	133	22	0,13	1,14	44,0	4,16	0,91	0,28	3,25		

Окончание таблицы I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Гиланчай—Нургут	94,9	20	0,046	1,98	18,9	3,51	0,89	0,27	3,30
Охучай—Кафан	660	18	56,2	12,6	4,14	3,00	0,44	0,23	1,91
Базарчай—Борисовка	507	21	0,14	7,18	56,2	2,53	0,86	0,23	3,74
Базарчай—Ангехакот	787	28	0,56	10,3	26,2	2,78	0,76	0,24	3,17
Базарчай—Эйвазлар	2020	26	4,90	21,1	30,0	3,28	0,80	0,24	3,33
Кенделанчай—Красный Базар	166	20	0,40	0,65	250	9,71	1,38	0,57	2,42
Реки Талыша									
Виляшчай—Ярдымлы	277	21	0,21	1,32	30,7	4,29	0,91	0,44	2,07
Виляшчай—Тагдама	428	20	2,26	2,47	45,4	4,42	1,01	0,43	2,35
Виляшчай—Шихлар	785	33	5,32	5,34	21,9	4,99	0,68	0,37	1,84
Маталычай—Халфалар	79,3	30	0,22	0,89	56,5	6,10	1,07	0,39	2,74
Болашчай—Дырьян	60,5	19	0,12	1,37	16,8	4,16	0,77	0,27	2,85
Ленкоранчай—Сифидор	893	20	6,27	9,56	36,8	1,96	0,93	0,19	4,89
Истису—Алаша	60,0	30	0,07	1,43	11,2	3,96	1,78	0,30	5,93

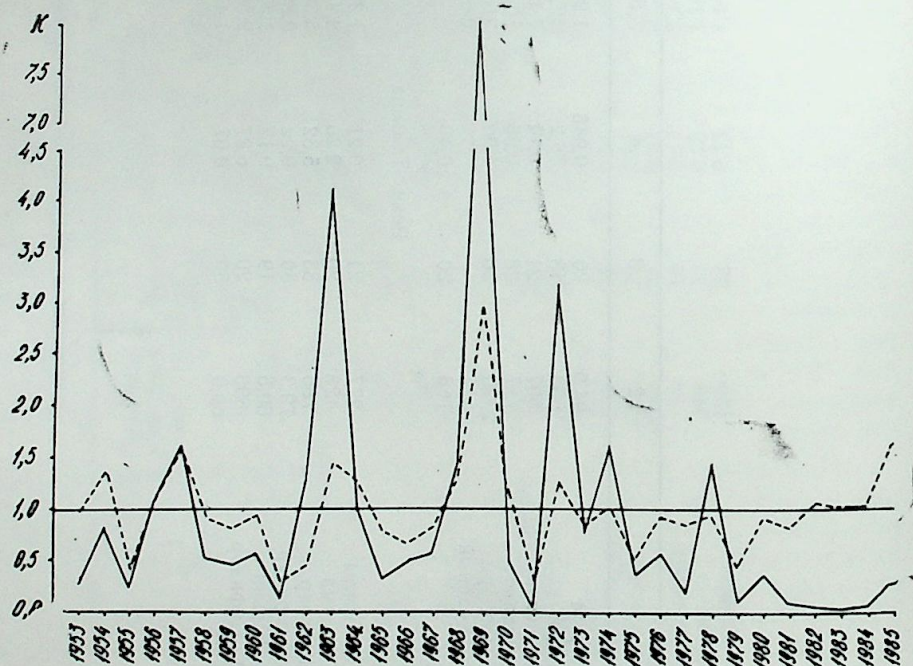
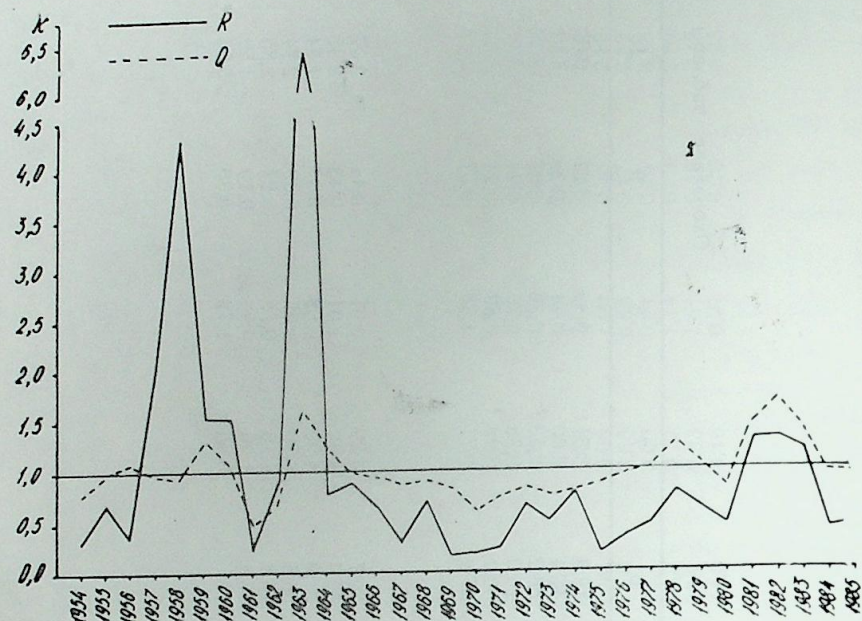


Рис. 1. Колебание средних годовых расходов взвешенных наносов (K_R) и воды K_Q рек (в модульных коэффициентах):
1—Кюрюкчай—Дозулар; 2—Джагрчай—Пайз

нако сильно различаются амплитуды их изменения (рис. 1). Последнее объясняется наличием в отдельные годы на водосборах рек большого количества рыхлого материала, подготовленного в предшествующем засушливом периоде, что обуславливает сравнительно большую величину годового стока взвешенных наносов по сравнению со стоком воды. Результаты расчетов показывают, что коэффициенты вариации годового стока взвешенных наносов (C_{V_R}) рассматриваемых рек колеблются в пределах 0,44—2,42, а коэффициенты вариации годового стока воды (C_{V_Q}) изменяются от 0,15 до 0,66 (табл. 1). В таблице 1 также приведены значения отношения C_{V_R} к C_{V_Q} , изменяющиеся в пределах 1,72—5,93.

Как правило, наибольшими амплитудами колебания годового стока взвешенных наносов отличаются реки, в питании которых большое участие принимают дождевые воды, и в их бассейнах протекание водноэрозионных процессов значительно усилено. К их числу можно отнести реки Таузчай, Кюрюкчай, Тертер, Джагрчай, Истису и др. Наименьшими же амплитудами колебания годового стока взвешенных наносов характеризуются реки, водосборы которых сложены труднорастворимыми породами и покрыты хорошо развитой растительностью. Примерами могут служить бассейны рек Акстафа, Гянджачай, Арпачай, Базарчай, Виляшчай и др. В указанных бассейнах и сток воды подвержен естественному регулированию.

Известно, что при установлении возможных колебаний величин среднего годового стока воды и взвешенных наносов неизменным условием является расчет коэффициента асимметрии. Однако продолжительность рядов наблюдений над годовым стоком взвешенных наносов по рассматриваемым пунктам рек лишь в 11 случаях несколько превышает 30 лет, изменяясь в основном от 15 до 28 лет (в 25 случаях), что явно недостаточно для расчета коэффициента асимметрии (C_{S_R}) по известной в гидрологии формуле. Поэтому целесообразно определить соотношение коэффициентов C_{S_R} и C_{V_R} методом подбора (графическим путем) и принять то значение данного соотношения, при котором теоретическая кривая обеспеченности проходит наиболее удовлетворительно по отношению к эмпирическим точкам. Отметим, что значения процентов обеспеченности наблюдаемых годовых расходов взвешенных наносов вычислены нами по известной формуле Н. Н. Чегодаева:

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100 \%,$$

где m — порядковый номер члена убывающего ряда, n — общее число членов ряда. А ординаты теоретической кривой обеспеченности определялись по таблице С. И. Рыбкина (Клибашев, Горошков, 1970). Построение кривых обеспеченностей расходов взвешенных наносов при наличии ряда наблюдаемых и вычисленных теоретически по $R_{ср.го.}$, C_{V_R} и C_{S_R} для выбранных опорных пунктов рек исследуемой территории выполнено в клетчатках вероятностей, спрямляющих кривые обеспеченности при $C_s = 2C_v$ (по Бровковичу) и при $C_s = 3C_v$ (по Чеботареву и Рождественскому), а также в клетчатке вероятностей А. Хазена для кривых с умеренной асимметричностью (рис. 2). Причем ординаты теоретической кривой обеспеченности экстраполировались по кривой Пирсона

Средние годовые расходы взвешанных наносов рек различной обеспеченности

Таблица 2

Река—пункт	Обеспеченность, %												C _{SR}	C _{VR}									
	0,1		1		5		10		25		50				75		90		95		99		
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	10			11	12	10	11	12	10	11	12	
РЕКИ МАЛОГО КAVKAZA																							
Актафа—Дцлнжан	2,92	1,89	1,22	0,97	0,61	0,35	0,19	0,10	0,07	0,041	0,025	0,019	0,011	0,0036	0,07	0,07	0,07	0,07	0,03	0,03	0,03	2,5	2,5
Актафа—Иджеван	14,5	10,3	7,27	5,93	4,02	2,47	1,37	0,73	0,47	0,25	0,16	0,08	0,05	0,032	0,023	0,012	0,008	0,007	0,018	0,018	0,018	2,0	2,0
Шамхорчай—Барсум	31,6	18,3	10,8	8,10	4,90	2,60	1,40	0,71	0,49	0,26	0,15	0,08	0,05	0,032	0,023	0,012	0,008	0,007	0,023	0,023	0,023	3,0	3,0
Гянджачай—Зурнабад	2,41	1,78	1,31	1,10	0,79	0,53	0,33	0,20	0,14	0,09	0,053	0,022	0,014	0,007	0,006	0,002	0,002	0,002	0,07	0,07	0,07	2,0	2,0
Кюрюкчай—Дозулар	11,0	5,80	3,10	2,20	1,20	0,53	0,22	0,09	0,06	0,041	0,025	0,019	0,011	0,0036	0,07	0,07	0,07	0,07	0,02	0,02	0,02	3,0	3,0
Геранчай—Юхары																							
Агдакенд	0,57	0,36	0,23	0,18	0,12	0,07	0,041	0,025	0,019	0,011	0,0036	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,02	0,02	0,02	3,0	3,0
Тертер—Кельбаджары	0,35	0,26	0,20	0,16	0,12	0,08	0,05	0,032	0,023	0,012	0,008	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,011	0,011	0,011	3,0	3,0
Тертер—Мадагиз	136	75,6	42,7	31,6	17,7	8,70	4,08	1,90	1,22	0,60	0,32	0,19	0,12	0,08	0,05	0,032	0,023	0,012	0,008	0,008	0,008	2,0	2,0
Левчай—Камышлы	14,3	10,9	8,34	7,14	5,41	3,84	2,60	1,76	1,37	0,80	0,53	0,33	0,22	0,14	0,09	0,06	0,041	0,025	0,019	0,011	0,0036	2,0	2,0
Каркарчай—мост																							
Агакерри	2,49	1,66	1,08	0,83	0,50	0,25	0,10	0,036	0,018	0,008	0,005	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004	0,004	0,004	3,0	3,0
Арпачай—Ехегнадзор	15,8	10,2	6,95	5,44	3,75	2,39	1,51	0,99	0,76	0,50	0,32	0,19	0,12	0,08	0,05	0,032	0,023	0,012	0,008	0,008	0,008	2,0	2,0
Арпачай—Арени	39,6	24,6	15,6	12,2	8,07	4,84	2,86	1,74	1,30	0,80	0,50	0,32	0,19	0,12	0,08	0,05	0,032	0,023	0,012	0,012	0,012	3,0	3,0
Нахичеванчай—Биченак	1,61	0,91	0,52	0,40	0,22	0,11	0,054	0,027	0,017	0,011	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	3,0	3,0
Джарричай—Панз	10,6	5,41	2,74	1,85	0,93	0,37	0,14	0,045	0,022	0,011	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	3,0	3,0
Алинджачай—Арафа	0,80	0,55	0,36	0,29	0,18	0,10	0,045	0,021	0,011	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,003	0,003	0,003	2,0	2,0
Гиланчай—Нургут	0,34	0,20	0,12	0,095	0,06	0,034	0,019	0,011	0,008	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	3,0	3,0
Охучай—Кафан	169	127	98,4	85,4	68,6	52,3	40,5	31,5	27,5	20,8	15,5	11,5	8,5	6,5	5,5	4,5	3,5	2,5	2,5	2,5	2,5	3,0	3,0

Окончание таблицы 2

1	Окончание таблицы 2												11	12	
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12				
Базарчай—Борисовка	0,80	0,55	0,38	0,30	0,19	0,11	0,053	0,025	0,014	0,004	0,004	0,004	0,004	2,0	2,0
Базарчай—Ангехакот	3,57	2,22	1,41	1,10	0,73	0,44	0,26	0,16	0,12	0,07	0,07	0,07	0,07	3,0	3,0
Базарчай—Эйвазлар	31,3	19,4	12,3	9,65	6,37	3,82	2,25	1,37	1,03	0,59	0,59	0,59	0,59	3,0	3,0
Кенделанчай—Красный Базар	4,72	2,66	1,46	1,01	0,52	0,20	0,064	0,02	0,008	0,002	0,002	0,002	0,002	2,5	2,5
РЕКИ ТАЛЫША															
Виялшчай—Ярдлымы	1,55	0,93	0,57	0,43	0,27	0,16	0,09	0,05	0,036	0,017	0,017	0,017	0,017	3,0	3,0
Виялшчай—Тагдама	19,0	11,0	6,51	4,86	2,96	1,58	0,81	0,43	0,29	0,14	0,14	0,14	0,14	3,0	3,0
Виялшчай—Шнхляр	24,3	17,5	12,6	10,3	7,24	4,52	2,61	1,44	0,96	0,43	0,43	0,43	0,43	2,0	2,0
Маталшчай—Халфаляр	2,14	1,20	0,69	0,52	0,29	0,15	0,07	0,036	0,022	0,009	0,009	0,009	0,009	3,0	3,0
Боладычай—Дырьян	0,77	0,48	0,30	0,24	0,16	0,09	0,055	0,034	0,025	0,014	0,014	0,014	0,014	3,0	3,0
Ленкорань—Сифидор	42,1	26,8	17,2	13,3	8,46	4,64	2,38	1,25	0,75	0,31	0,31	0,31	0,31	2,5	2,5
Истису—Алаша	1,34	0,59	0,26	0,17	0,077	0,03	0,011	0,0042	0,0022	0,0006	0,0006	0,0006	0,0006	4,0	4,0

III типа. В результате выполненных нами проработок и построения совмещенных кривых с применением метода графического подбора установлено, что значения отношения C к C_V изменяются от 2 до 4 (табл. 2).

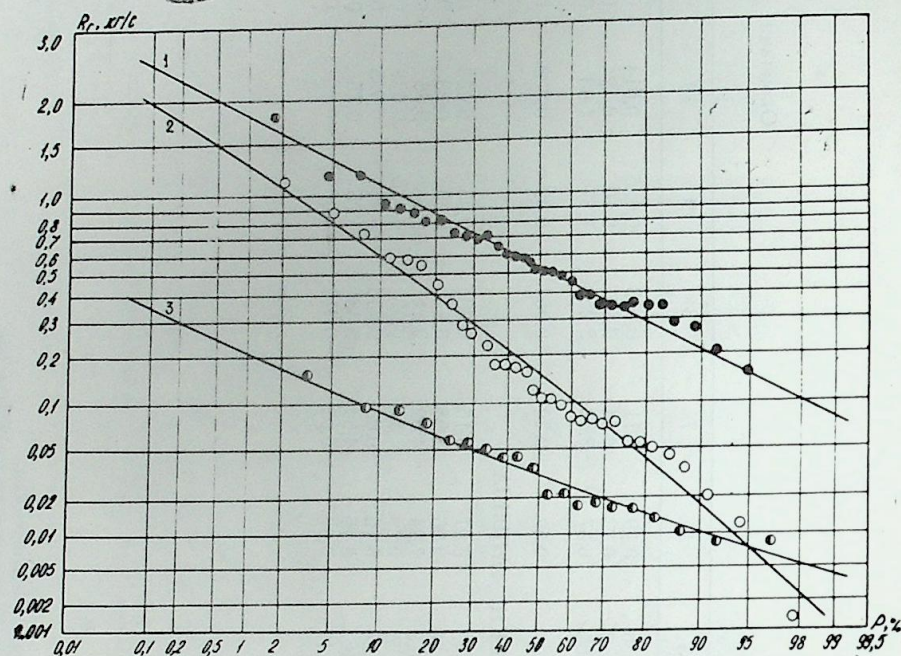


Рис. 2. Кривые обеспеченности средних годовых расходов взвешенных наносов рек:
 1—Гянджачай—Зурнабад: $C_{V_R} = 0,62$; $C_{S_R}/C_{V_R} = 2,0$;
 2 — Каркарчай—мост Ага-керпи: $C_{V_R} = 1,00$; $C_{S_R}/C_{V_R} = 2,0$;
 3—Гиланчай—Нургули: $C_{V_R} = 0,89$; $C_{S_R}/C_{V_R} = 3,0$

В табл. 2 приведены величины средних годовых расходов взвешенных наносов различной обеспеченности для характерных рек Малого Кавказа и Талыша, подсчитанные по вышеописанному способу.

Литература

1. Ахундов С. А. Изменчивость годового стока взвешенных наносов горных рек Азербайджанской ССР. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1973, № 3.
2. Иванов Ю. Н. Сток взвешенных наносов рек бассейна Сыр-Дарьи. — Тр. САНИГМИ, вып. 36(51). Л.: Гидрометеоздат, 1967.
3. Клибашев К. П., Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты. — Л.: Гидрометеоздат, 1970.
4. Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. — М.: Географгиз, 1952.
5. Хмаладзе Г. Н. Взвешенные наносы рек Армянской ССР. — Л.: Гидрометеоздат, 1964.
6. Шульц В. Л. Реки Средней Азии, ч. 1 и 2. — Л.: Гидрометеоздат, 1965.

Ф. А. Әжубова

КИЧИК ГАФГАЗ ВӘ ТАЛЫШ ЧАЈЛАРЫНДА АСЫЛЫ КӘТИРМӘЛӘР АХЫМЫНЫН ЧОХИЛЛИК ТӘРӘДДУДУНУН ГАНУНАУЈҒУНЛУГЛАРЫНА ДАИР

(Азәрбајчан ССР дахилиндә)

Кичик Гафгаз вә Талыш чајлары үзәриндә јерләшән 44 мәнтәгә үзрә топланмыш асылы кәтирмәләр вә су ахымынын мүшаһидә мәлүматлары аראшдырыларак белә нәтичәјә кәлмәк олур ки, онларын тәрәддүдүндә һәмишә синхронлуғ гејд олунмур. Апарылмыш һесабламалар көстәрир ки, асылы кәтирмәләр ахымынын дәјишкәнлији су ахымынын дәјишкәнлијиндән олдуғча чохдур. Белә ки, асылы кәтирмәләр ахымынын вариасија әмсалы (C_{V_R}) 0,44-лә 2,42 арасында дәјишдији һалда, бу кәмијјәт паралел илләр үзрә һесабланмыш су ахымы (C_{V_Q}) үчүн 0,15-лә 0,66 арасында тәрәддүд едир.

Мәнтәгәләринин мүшаһидә сырларынын ғыса олдуғу үчүн асимметрија әмсалыны (C_{S_R}) график үсулла тәјин етмәк даһа мөгсәдәүғун һесаб едилмишдир. Нәтичәдә көстәрилән әразинин әјрә-әјрә чајлары үчүн мүхтәлиф тәминатлы асылы кәтирмәләр сәрфинин орта иллик кәмијјәтләри һесабланмышдыр.

F. A. Eyubova

ON THE REGULARITIES OF MANY YEARS FLUCTUATIONS OF FLOW OF SUSPENDED ALLUVIUMS OF RIVERS OF THE MINOR CAUCASUS AND TALYSH

(Within the Azerbaijan SSR)

The synchronism of fluctuation of annual flow of suspended alluviums and waters have been considered on the basis of statistic working of data of stationary observations in the article.

УДК 551.4.(422.94)

Н. Т. БАГВЕРДИЈЕВ, В. Э. ГУЛУЗАДЕ

ЛАНДШАФТЫН СТРУКТУР-ЭРАЗИ ПАРЧАЛАНМАСЫНЫН ИРИ МОРФОСТРУКТУР ВАИДЛЭРЛЭ ГАРШЫЛЫГЛЫ ЭЛАГЭСИ

(Кичик Гафгазын шимал-шэрг хиссэси тимсалында)

Кичик Гафгазын шимал-шэрг хиссэси релјефин ири морфоструктур ваидлэринин јайылмасына, онларын релјефдэ экс олунан морфометрик көстэрничилэр фэргинэ вэ ландшафтдахили парчаланмада ролуна көрэ дағлыг вэ дүзэнлик ландшафт синифлэринэ бөлүнүр. Нэр бир ландшафт синфи бир-бириндэн ландшафтдахили мүрэккэблијэ сэбэб олан тектоник парчаланмаја мүхтэлиф дэрэчэдэ мэрүз галмасына вэ мүасир ландшафтын истэр јерли (локал) вэ истэрсэ дэ рекионал планда структур-эрази диференсисисјасынын инкишафыны истигамэтлэндирэн үфүги-зонал вэ шагули гуршағлыг ганунаујгунлуғларына табелији илэ характеризэ олунур.

Дүзэнлик ландшафтындан фэргли олараг дағлыг ландшафтлары релјефин ири морфоструктур ваидлэринин тэсиринэ даһа чох мэрүз галмышдыр. Она көрэ дэ дағлыг эразидэ ландшафтдахили диференсисисјанын јаранмасында онларын тиположи вэ морфоложи ваидлэр системиндэ тэкрарланмасында, ири морфоструктур ваидлэрин релјефдэ јаратдыгы нисби морфометрик вэ јахуд гипсометрик көстэрничилэр фэрги эн характер физики-чоғрафи амил һесаб олунур. Ири морфоструктур ваидлэрин ландшафтэмэлэкэтиричи сэчијјэви хүсусисјэтлэриндэн эн башлычасы одур ки, онлар ја долајы јолла өз эһатэсиндэки ландшафтэмэлэкэтиричи физики-чоғрафи амиллэрин инкишаф тэрзини мүэјјэн дэрэчэдэ дэјишдирир вэ јахуд билаваситэ бүтөвлүкдэ ландшафт комплексинин тиположи вэ ја морфоложи инкишафыны истигамэтлэндирир. Кичик Гафгазын шимал-шэрг хиссэсинин дағлыг эразисиндэ мөвчуд олан релјефин ири морфоструктур ваидлэри ландшафтда экс олунан морфометрик көстэрничилэр фэргинэ көрэ ики група бөлүнүр. Биринчи група дахил олан морфоструктур ваидлэр, ландшафтын һүндүрлүк гуршағлыгыны вэ јамач зоналлыгыны јаратмасы илэ сэчијјэвидирлэр. Икинчи групп морфоструктур ваидлэр исэ эсасэн ландшафтын тиположи чэһэтдэн мүрэккэблэшмэсини вэ структур эрази диференсисисјасыны тэмин едирлэр. Биринчилэрдэ конкрет олараг мүасир ландшафтын һүндүрлүк гурулушунда ајдын излэнилэн Шаһдағ силсилэсиндэн шимал-шэргэ доғру узанан һачагаја-Маралдағ, Шэкэрбэј-Өкүздағ, Чобандағ, Ганлыдағ вэ Муровдағ силсилэсиндэн шимала доғру узанан Пант, Гошгардағ, Гафлан-Гала кими ири јан голлары мисал көстэрмэк олар. Адларыны чэкдијимиз бу јан голларын мүтлэг јүксэкликлэри 2000—2200 м-дэн чохдур. Бунларын фонунда һазырда үч һүндүрлүк ландшафт гуршағынын (дағ-чэмэн, дағ-мешэ вэ субалп чэмэнлэри) сэрһэдди ајдын сечилир. Галан нисбэтэн кичик дэрэчэли морфоструктур ваидлэр (икинчи групп) јерлэрдэ ландшафтдахили нөв мүрэк-

кэблијини јарадыр вэ онларын эрази үзрэ һэм фэрглэнмэсини, һэм дэ мүэјјэн дэрэчэдэ тэкрарланмасыны тэмин едир. Көрүндүјү кими ландшафтын структур-эрази диференсисисјасы илэ релјефин морфоструктур ваидлэри арасында олдуғча сыхы инкишаф асылылығы вардыр. Белэ ки, релјефин ири морфоструктур ваидлэринин мүтлэг јүксэклији илэ ландшафтын эсасэн һүндүрлүк гуршағлыгы, јамач зоналлыгы, онларын дикэр морфометрик көстэрничилэри (релјефин парчаланмасы, јамачларын экспозисисјасы, мејллији вэ с.) исэ ландшафтын дикэр кеј-фијјэтлэрилэ, хүсусэн структур эрази диференсисисјасы илэ мүтэна-сиблик тэшкил едир.

Гејд етмэк лазымдыр ки, Кичик Гафгазын шимал-шэрг хиссэсинин кеоморфолокијасы [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8] мүвафиг тэдгигатчылар тэрэфиндэн өјрэнилмишдир. Лакии һэмин эразидэ тэбини ландшафтла релјефин ири морфоструктур ваидлэри вэ јахуд онун дикэр элементлэри арасындакы гаршылығы элагэ вэ асылылығынын өјрэнилмэси мэсэлэсинэ аид хүсуси елми тэдгигат иши һэср олунмамышдыр. Бу чэһэтдэн истэр көстэрилэн конкрет эразидэ вэ истэрсэ дэ башга јерлэрдэ релјефин ири морфоструктур ваидлэри вэ јахуд элементлэри илэ тэбии ландшафтын арасындакы гаршылығы асылылыг ганунаујгунлуғунун өјрэнилмэси елми мараг доғурур.

Тэдгиг едилэн эразинин ландшафты тектоник мөвгеји вэ гурулушу чэһэтдэн Кичик Гафгазын мэркэз хиссэсиндэ гырышыг-гајмалы эсаса малик олан Самхет-Агдам вэ Севан-Гарабағ кеотектоник зоналарында јерлэшмишдир.

Кичик Гафгазын шимал-шэрг хиссэсинин чэнуб сэрһэддини тэшкил едэн Севан-Гарабағ кеотектоник зонасыны сэчијјэлэндирэн эсас ири морфоструктур ваидлэрдэн бири олан Шаһдағ силсилэси чоғрафи енлик истигамэтиндэ узаныб, шималдан вэ чэнубдан тектоник гырыл-маларла эһатэлэнмишдир.

Апардығымыз кеоморфоложи-ландшафт тэдгигатлары көстэрир ки, Шаһдағ силсилэси илэ мүгајисэдэ Кичик Гафгазын шимал-шэрг хиссэсиндэ јайылмыш дағ-мешэ ландшафтынын тэхминэн 60—70%-и Муровдағ силсилэсинин пајына дүшүр. Шаһдағ силсилэсиндэ исэ мүасир мешэ ландшафтынын 80—90%-и билаваситэ чај дэрэлэриндэ инкишаф етмишдир. Она көрэ Шаһдағ силсилэсиндэ мүасир мешэ ландшафтыны һазырда үмуми зонал ландшафт кими һесаб етмэк дүзкүн дејил. Бурада дағлыг мешэ ландшафты јалныз чај дэрэлэриндэ, кениш талалар шэклиндэ галмышдыр.

Кичик Гафгазын шимал-шэрг хиссэсинин мүасир ландшафтынын мүрэккэблэшмэсиндэ мүһүм рол ојнајан Самхет-Агдам кеотектоник зонасынын ири морфоструктур ваидлэриндэн бири Муровдағ силсилэси олуб, эразини чэнуб-шэрг хиссэдэ гөвсары формада тамамлајыр.

Муровдағ силсилэсиндэ мешэ ландшафты даһа кениш эразилэри эһатэ едир. Һазырда Муровдағ силсилэсинин орта дағлыга аид (1000—2000 м) олан хиссэсинин 80—90%-и палыд-вэлэс вэ фыстыг мешэлэринин пајына дүшүр. Релјеф чэһэтдэн чох кириптили вэ чыхынтылы шэраитэ малик олан Күрэкчај вэ Кэнчэчај һөвзэсиндэ мешэ ландшафты һаким јер тутур.

Шаһдағ силсилэсинэ нисбэтэн Муровдағ силсилэси эразисиндэ хүсусилэ мешэ ландшафтынын характер вэ кениш јайылмасында релјефин морфоструктур гурулушу мүһүм рол ојнамышдыр. Белэ ки, бурада

релјеф олдугча чох парчаланмыш вә морфоструктур элементләрин ролу ландшафт эмәләкәлмәдә ајдын сечилир. Башга бир чәһәтдән релјефин бурада чох парчаланмасы, киринтили-чыхынтылы олмасы, тәбии ландшафт комплексләринә антропоген амилләрин тәсиринә аз мәруз галмасына вә кениш эразидә сахланылмасына шәраит јаратмышдыр. Даһа доғрусу, Шаһдаг силсиләсинә нисбәтән Муровдаг силсиләсини мүрәккәбләшдирән асимметрик гурулушлу антиклинал силсиләләр вә силсиләләрарасы чөкәкликләр дағлыг мешә ландшафтынын формалашмасы вә онун инкишафы үчүн оптимал физики-чографи шәраит јаратмышдыр.

Кичик Гафгазын шимал-шәрг јамачында үмуми Гафгаз истигамәтиндә узанмыш Башкәнд-Дәстәфур дағдахили чөкәклијин (1400—1600 м) өзүнмәхсус ландшафт комплекси илә сечилир (Саһәси 1200 км²). Чөкәкликдә мүасир дағ-чәмән ландшафтынын формалашмасында ону шималдан сәрһәдләјән Шамхор галхмасынын, чәнубдан Шаһдаг силсиләсинин диқ јамачлары вә шәргдән исә Кәнчәчајын дәрәси бөјүк рол ојнамышдыр. Чөкәклијин өзүлү үст јура, тәбашир вә палеокен јашлы вулканокен, вулканокен-чөкмә вә чөкмә сүхурларла долдурулмушдур. Шаһдаг силсиләсиндән башлангычыны көтүрән Зәјәм чајынын јатағы Башкәнд чөкәклијини кәсдији јердә 200 м-ә гәдәр кенишләнир. Кенишләнмиш јатағјаны субасарларда вә Субасарүстү terrasларда 30—50 м ениндә кол вә чәмән-кол ландшафтлары јайылмышдыр. Јамачлардан фәргли олараг Субасарүстү terrasларда торпаг өртүјүнүн галынлығы бәзән 1 м-ә чатыр.

Башкәнд-Дәстәфур дағдахили чөкәклијинин ландшафты структур-эрази диференсiasијасына көрә ики јерә бөлүнүр. Чөкәклијин гәрб јарысыны тәшкил едән Башкәнд чөкәклији (1400—1500 м) әсасән орта дағлыгын чәмән ландшафты вә онун мүхтәлиф морфоложи вариантлары илә өртүлүдүр. Үмуми чөкәклијин шәрг јарысыны исә Дәстәфур чөкәклији (1600—1700 м) тәшкил едир. Башкәнд чөкәклијиндән фәргли олараг бурада орта дағлыгын субалп элементләриндән ибарәт чәмән ландшафты инкишаф етмишдир.

Кичик Гафгазын шимал-шәргиндә Дашкәсән силклиналы ајрыча морфоструктур элемент олмагла ландшафт эмәләкәлмәдә сечилир. Синклиналын мәркәз һиссәси ејни адлы платодан ибарәтдир. Бурада мүасир ландшафтын литоложи әсасыны әһәнк дашлары, јамачларда исә вулканокен-чөкмә сүхурлар тәшкил едир. Синклинал платонун сәтһинин ландшафты галын торпаг өртүјүнә малик олан зәнкин чәмән биткиләриндән ибарәтдир. Платонун јамачлары кәскин парчаланмыш, ана сүхур чыхынтылары вә ғырынтылары үстүнлүк тәшкил едир.

Дашкәсән синклиналыны шималдан сәрһәдләндирән тектоник ғырылма хәтти бојунча Шәкәрбәј, Гарадаг, Зијаратдаг, Масхитдаг силсиләләри узаныр. Бу дағ силсиләләри башлыча олараг интрузив күтләләрин кениш јайылмасы илә характеризә олунурлар. Бу силсиләләр башлыча олараг орта вә јүксәк дағлыгын мешә вә дағ-чәмән ландшафтларынын инкишафына шәраит јаратмышдыр. Бундан башга Кәнчәчај вә Зәјәмчај арасында галан эразидә јайылмыш ана сүхур чыхынтылары, сәпинти вә уфанти материаллары илә ибарәт ландшафт комплексләрин 70—80%-и бу дағ силсиләләринин чәнуби-шәрг сәмтли јамачларынын пайына дүшүр. Ејни эразидә учгун, јаланчы карст вә ја сүрүшмә ландшафтынын әсәс һиссәси исә һәмин силсиләләрин шимали-гәрб сәмтли јамачларында инкишаф етмишдир. Бунлара Шәкәрбәј силсиләсинин гәрб вә шәрг сәмтли јамачларынын ландшафтыны мисал көстәрә би-

ләрлик. Белә ки, Шәкәрбәј силсиләсинин (Зәјәмчајын сағ саһилиндә) гәрбә тәрәф сәмтләнмиш јамачынын 80—90%-и сүрүшмә вә хырда учгун формаларындан ибарәт олуб орта дағлыгын вәләс, палыд мешәләри илә өртүлүдүр. Анчаг онун шәргә бахан јамачы исә уфанти, сәпинти материаллары, онларын конуслары ана сүхур чыхынтыларындан тәшкил олунмуш чәмән-кол ландшафтындан ибарәтдир.

Эрази дахилиндә, ири морфоструктур ваһид кими характеризә олунан Шамхор антиклинорисиндә (500—1400 м јүксәклик дахилиндә) башлыча олараг алчаг дағлыгын мешә-кол, орта дағлыгын мешә, чәмән-чөл ландшафт комплексләри јайылмышдыр. Онун шимал-шәрг һиссәсиндә алчаг дағлыга аид олан јерләри дәрә вә јарғанларла интенсив парчаланмышдыр. Эразидә гәһвәји дағ мешә торпағлары үзәриндә тәркибиндә мурдарча, зоғал, јемишан олан палыд мешәләри вә тувулга, гаратикан арид коллуғлары үстүнлүк тәшкил едир. Шәргә, чәнуба сәмтләшмиш микројамачларда исә ана сүхурларын чыхынтылары үзәриндә гајалыг-кол вә уфанти конуслары ландшафты инкишаф етмишдир.

Шамхор антиклинорисинин шимал јамачы 600—700 м вә 1100—1200 м јүксәкликләр арасында галан эразиси башдан-баша алчаг дағлыгын вәләс, палыд, көјрүш, јемишан ағачларындан ибарәт мешә, мешә-кол ландшафты илә өртүлүдүр. Лакин онун зирвә һиссәсиндә Бодакәнд, Чардахлы, Чәјир, Нүзкәр вә Күлүстан (1000—1450 м) плато вә дүзәлмә сәтһләри орта дағлыгын чәмән вә чәмән-кол ландшафтынын кениш эразидә инкишаф етмәсинә имкан вермишдир. Релјефин сәтһи әксәрән һамар олдуғу үчүн ландшафтын тиположи структур да олдугча бәсит гурулушлудур. Бурада бәзән ејни структурлу дағ-чәмән (чөл) ландшафтынын сәрһәдди мүхтәлиф истигамәтләрдә 5—10 м мәсафәдә давам едир. Конкрет олараг көстәрмәк олар ки, Чардахлы дүзәлмә сәтһиндә, 25—30 км²-лик саһәдә орта дағ чәмәнлијиндән ибарәт јалныз бир ландшафт нөвү инкишаф етмишдир. Лакин антиклиноринин шимал-шәрг вә шәрг сәмтли микро јамачларында релјеф интенсив парчаландығындан бурада, 25—30 км² саһәдә орта вә алчаг дағлыгын азы 2—3 ландшафт нөвүнү ајырмаг мүмкүндүр. Јәни релјефдә парчаланма (истәр сәтһи вә истәрсә дә дәрининә кәскинләшдикчә ландшафтда да мүрәккәбләшмә артыр вә јахуд әксинә, релјеф сәдәләшдикчә ландшафтын тиположи гурулушу бәситләшир.

Кичик Гафгазбагағы чөкәклик тектоник енмә саһәси олуб, аллүвиал вә пролүвиал чөкүнтүләрдән гурулмуш дүзәнлијин чөл комплекси кими сәчијјәвидир. Лакин онун дахилиндә релјефин морфометрик нисби јүксәклик фәргләри үфүги истигамәтдә сечилән үч ландшафт золағы ајырмага имкан верир. Белә ки, дүзәнлијин дағларла контакт һиссәсиндә әсасән кәтирмә конусларындан ибарәт, аллүвиал-пролүвиал дүзәнлијин гаратикан, јемишан, гарамых, кәвән, ағот вә с. биткиләрдән ибарәт арид чәмән (гуру чөл) кол ландшафты ајрыча золаг эмәлә кәтирир. Чөкәклијин мәркәз һиссәси боју кениш эрази әһәтә едән аккумулятив дүзәнликдә әсасән јовшан, кәнкиз вә ефемер биткиләрдән тәшкил олунмуш јарымсәһра элементли гуру-чөл комплекси инкишаф етмишдир. Дүзәнлик ландшафт комплекси Күр чајы боју инкишаф етмиш тугај (интрозонал) мешәләри ландшафты илә тамамланыр.

Әдәбијат

1. Антонов Б. А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа, 1971.

2. *Мусеилов М. А.* Закономерности морфоструктур Азербайджана. — Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова, Сер. геол. -геогр. наук, 1968, № 2.
3. *Ширинов Н. Ш., Кулузаде В. А.* Морфоструктурный анализ рельефа северо-восточной части Малого Кавказа (в междуречье Дзегамчай—Кюракчай). — Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова, Сер. геол. -геогр. наук, 1978, № 2.
4. *Мусеилов М. А.* Высотная зональность между реками Акстафачай и Шамхорчай. — Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова, 1959, № 2.
5. *Сулейманов М. Э.* Кичик Гафгазын шимал-шэрг јамачларында ландшафт гуршагларынын структуруна даир АДУ-нун елми эсэрлери, № 4, 1972.
6. *Начыјева К. А.* Кичик Гафгазын шимал-шэрг јамачларынын ландшафт зоналарјонлашдырылмасы.—Бақы, 1965.
7. *Нагвердијев Н. Т.* Ландшафтын дэјишмесиндэ орта дағлыг релјефинин тэ'сири. Азэрб. ССР ЕА Хэбэрлери. Јер белмэси серијасы, 1972, № 1.
8. *Микајылов А. А.* Шамхорчај вэ Хачинчајы арасы эразисинин тэбии ландшафты. Чографија институту кэнч алимлэринин Х конфрансы материаллары.—Бақы, 1971.

А. Т. Ахвердиев, В. А. Кулузаде

**ВЗАИМОСВЯЗИ СТРУКТУРНО-ПРОСТРАНСТВЕННОЙ
ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЛАНДШАФТОВ С КРУПНЫМИ
МОРФОСТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ**

(на примере северо-восточной части М. Кавказа)

Структурно-пространственная дифференциация современных ландшафтов северо-восточной части Малого Кавказа генетически связана с рельефом, особенно с крупными морфоструктурными элементами. Крупные морфоструктурные элементы данного региона по ландшафтообразующим особенностям и по различию морфоструктурных показателей подразделяются на две группы. Морфоструктуры первой группы, главным образом, определяют высотную поясность и склоновую зональность ландшафта, а морфоструктуры второй группы в основном влияют на его пространственную дифференциацию. Таким образом, они определяют качественное и количественное изменение структуры ландшафтов, а также тенденцию развития отдельных геокомплексов.

А. Т. Nagverdiyev, V. A. Guluzade

**INTERRELATIONS OF STRUCTURAL-TERRITORIAL
DIFFERENTIATIONS OF PRESENT LANDSCAPES WITH THE
LARGE MORPHOSTRUCTURAL ELEMENTS**

(On the pattern of north-eastern part of the Minor Caucasus)

According of landscapeforming features and distinctions of morphostructural indices the large morphostructural elements of given region are divided into two groups. The morphostructure of the first group mainly determines the high-altitude zone and slope zonality of the landscape, but morphostructure of the second group basically exerts influence on its territorial differentiation.

УДК 551.45 (479.24)

Ј. Э. ГЭРИБОВ, Е. Ш. МЭММЭДБЭЛОВ

**КИЧИК ГАФГАЗЫН ЧЭНУБ-ШЭРГ ЈАМАЧЫ
ЛАНДШАФТЛАРЫНЫН ДИНАМИКАСЫНДА АНТРОПОКЕН
АМИЛЛЭРИН РОЛУ**

Кичик Гафгазын чэнуб-шэрг јамачынын тэбии ландшафтлары гэдим заманлардан башлајараг мунтэзэм шэкилдэ инсанларын тэсэррүфат фэалијјэти нэтичэсиндэ кэскин дэјишикликлэрэ мэ'руз галмыш, мұхтэлиф кеокомплекслэрдэ бир-бириндэн фэрглэнэн кениш ареаллы мұрэккэб антропокен вэ тэкрар ландшафтлар формалашмышдыр.

Республикамызда ландшафтын тэбии динамикасынын ајры-ајры аспектлэринэ аид кифајэт гэдэр мэ'луматларын олмасына бахмајараг тэбии ландшафтларын антропокен амиллэрин тэ'сири илэ дэјишилмэси бу күнэ кими демэк олар ки, өјрэнилмэмишдир. Тарихи материаллар, хусусилэ кечэн эсэр аид хэритэ вэ фонд материаллары эразинин мұхтэлиф ландшафт комплекслэринин тарихи дэврлэрдэ динамикасыны өјрэнмэк үчүн гијмэгли мэнбэлэрдир.

Археоложи, тарихи, картографик вэ фонд материалларынын тэһлыкы бизэ Кичик Гафгазын чэнуб-шэрг јамачында антропокен ландшафтларын формалашмасы вэ динамикасынын эсас мэрһэлэринин мұэј-јэнлэширмэјэ имкан вермишдир. Инсан өзүнүн техники имканлары илэ пассив мұшаһидэчи олмамыш, даима актив шэкилдэ тэбии мұһити дэјиширмишдир [4]. Тарихи дэвр эрзиндэ бүтүн ландшафт ваһидлэриндэ антропокен тэ'сирлэрин излэри һэмин эразинин кечмишдэки тэсэррүфат хусусијјэтини экс етдирир ки, бу да өзүнү билаваситэ мұасир тэбии вэ антропокен ландшафтларын формалашмасында бүрүзэ верир.

Археоложи материаллардан мэ'лум олур ки, ерамыздан эввэл I миниллијин сону вэ ерамызын илк эсрлэриндэ Тэртэрчај, Нэкэричај, Көндэлэнчај вэ с. чај һөвзэлэринин дағэтэји вэ алчаг дағлыг һиссэлэриндэ отураг экинчилик вэ һејвандарлыг, һэмчинин шэһэр вэ кэнд типли јашајыш мэнтэгэлэри кифајэт гэдэр инкишаф етмишдир. Гэдим јашајыш мэнтэгэлэринин излэри һал-һазырда Кичик Гафгазын өн дағлыг һиссэсиндэ, Ағдам, Фүзули, Мартуни вэ с. рајонлар эразисиндэ сахланылмышдыр. Мэнбэлэрдэн мэ'лум олур ки, һэтта бизим ерадан чох эввэл Кичик Гафгазын чај дэрэлэриндэ вэ өн дағлыг һиссэсиндэ тэбии комплекслэрдэн отлаг, бичэнэк, экинчилик вэ саирэдэ истифадэ едилмиш, кениш эразилэрдэ илкин селитеб комплекслэр формалашмышдыр. Лакин бу гэдим антропокен ландшафтларын бөјүк эксэријјэти бу күнэ кими сахланылмамышдыр.

Бунунла белэ Гаракөл вэ Залхакөл этрафында, Ајычынғыл, Пэричынғыл дағларында олан гаја рэсмлэри вэ бурада ашкар едилмиш б. е. э. 3 миниллијэ аид олан јашајыш јери, чохла археоложи тапынтылар, э. 3 миниллијэ курган тэпэлэри (Гаракөпэктэпэ, Узунтэпэ, Күлтэпэ, Мејнэ-чоһсајы курган тэпэлэри (Гаракөпэктэпэ, Узунтэпэ, Күлтэпэ, Мејнэ-чоһсајы вэ с.) малдарлығын, экинчилијин инкишафы, онларда бағлы эрази

Ландшафтларындан истифадә олунамасы һаггында хејли тәсәввүр јарадыр [5, 3, 2, 7].

Сон 100—150 ил мүддәтиндә антропоген амилләрин тәбии ландшафтлара тәсири даһа интенсив вә чоһчәһәтли олмуш вә мәнз бу тәсир нәтижәсиндә тәбии ландшафтларын динамикасы маһијјәтчә јени—техноген-антропоген истигамәтдә тәчәссүм етмишдир. Әсасән һәкәричәј, Тәртәрчәј, Хачынчәј, Көндәләнчәј, Бәркүшадчәј вә с. чәј дәрәләринин өн вә алчаг дағлыг һиссәләриндә әкин, бағ (үзүмлүкләр, тут бағлары вә с.) саһәләри хејли кенишләнмишдир. XX әсрин әввәлләриндә Шуша гәзасында 4491,9, Чаваншир гәзасында 319,1, Чәбрајыл гәзасында 484 десјатин үзүм бағы вар иди. Бу бағлардан һәр ил 400 мин пуда јахын мәнсул алынырды [6]. Тут бағлары Гарјакин вә Шуша гәзаларында, хусусилә Араз саһили дүзәнликләрдә кениш саһәдә јайылмышдыр. XX әсрин әввәлләриндә кәнд тәсәррүфатында мелиорасија вә кимјалашдырма тәтбиғ олунадығындан рекионда тәбии компонентләрә тәсир мәндуд иди. Хусусилә тәдгиг олуан әразинин плато вә мејлли дағ јамачларында, далғавары дүзәнликләриндәки дәмјә әкинчилији рајонларында компонентләрәрасы гаршылыгы әлағә позулурду. Буна көрә де бу рајонларда нисбәтән аз дајаныгы агроландшафтлар формалашмышдыр. Әкәср агроландшафтлар кичик ареал илә фәргләнирди вә тез-тез онлар ерозијаја мәрүз галырды (Бәзи һалларда исә чәјирткә һүчүму нәтижәсиндә 10 мин һектарларла саһәнин мәнсулу тамамилә мәнз едиллирди). Мәнз она көрә де бир сыра кәндләрин әһалиси доғма счәгларыны тәрк едәрәк дағлыг әразиләрдә мәскән салмышлар.

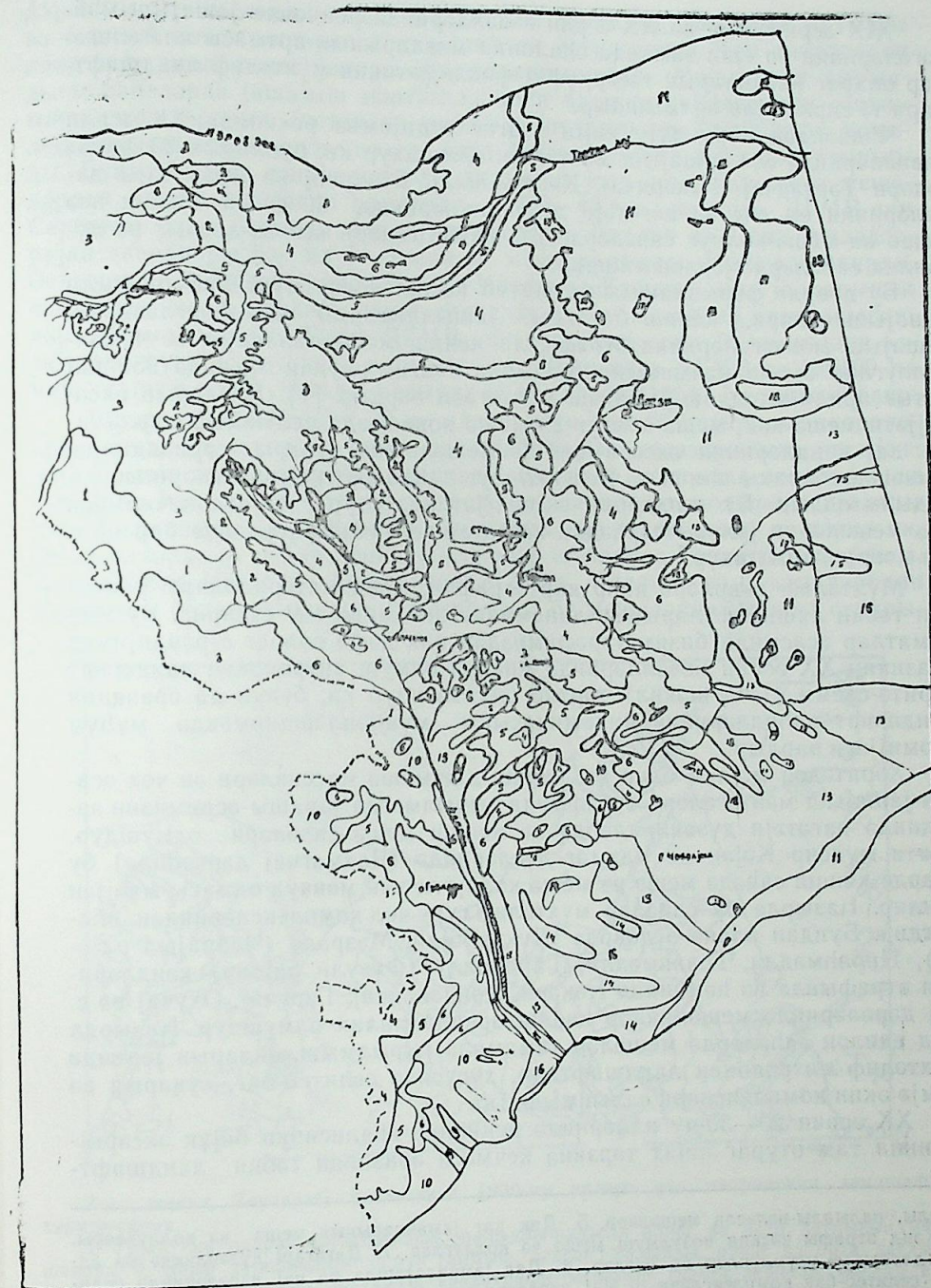
XX әсрин әввәлләриндә рекионун өн дағлыг вә дағәтәји дүзәнликләрдә хам торпағларын мәнсимсәнилмәси нәтижәсиндә памбыгчылыг, тахылчылыг интенсив инкишаф етмәјә башламышдыр. Нәтижәдә алчаг дағлыг вә дүзәнликләрдә олан мин һектарларла мәншәләр гырылыб, онларын јериндә памбыг, тахыл вә дикәр битки нөвләри әкилмишдир.

Чәдвәл

XX әсрин әввәлләриндә Кичик Гағгазын чәнуб-шәрг јамачынын мүхтәлиф ландшафт зоналарында јашајыш мәнтәгәләринин пајланмасы*

Ландшафт зоналары	Јашајыш мәнтәгәләринин үмуми сајы	Әразидәки үмуми јашајыш мәнтәгәләринин сајына көрә, фанзлә	О чүмләдән ири јашајыш мәнтәгәләринин мигдары	Фанзлә
1. Өн дағлығын вә дағәтәји дүзәнликләрин гуру-чөл ландшафты		46,3	115	23,2
а) О чүмләдән чәј дәрәләриндә	150	29,9	50	10,3
2. Алчаг вә орта дағлығын мәншә вә мәншә-кол ландшафты	246	49,2	82	17,0
3. Мәншәдән сонракы коллу-чәмән вә јүксәк дағ-чәмән ландшафты	23	4,5	8	1,5
Чәми	501	100	255	41,7

* Чәдвәл XX әсрин әввәлләринә даир хәритә вә фонд материаллары әсасында тәртиб едилмишдир.



1-чи шәкил. XX әсрин әввәлләриндә Кичик Гағгазын чәнуб-шәрг јамачынын антропоген ландшафт хәритә-схеми.

1. Интенсив истифадә олуан, кәскин позулмуш дағ-чәмән отлағлары. 2. Кәскин позулмуш кәнд әтрафы отлағлар вә бичәнәкләр. 3. Зәиф позулмуш дағ-чәмән отлағлары вә бичәнәкләри. 4. Практики оларағ дәјишилмәјән орта вә алчаг дағлығын па-

XIX эсрин соңу вә XX эсрин эввалләриндә рекионда јашајыш мәнтәгәләринин вә ејни заманда эһалинин мигдарынын артмасы илә элағәдар олараг инсанларын тәсәррүфат фәалијјәтинин мүхтәлиф ландшафт-лара тәсири хејли артмышдыр.

Чәдвәлдән көрүндүјү кими тәдгиг етдијимиз рекионда XX эсрин эввалләриндә 501 јашајыш мәнтәгәси олмушду ки, бунларын 30 фәизә гәдәри Тәртәрчај, Һәкәричај, Көндәләнчај, Базарчај вә Араз чајы дәрәләринин өн дағ вә дағәтәји дүзәнликләриндә, 50 фәизә гәдәри исә мешә вә мешә-коллуг саһәләрдә, 20 фәизә гәдәри исә өн-дағлыг вә дүзәнлик саһәләрдә јерләшмишдир.

Бу дөврдә формалашмыш селитеб комплексләр мүхтәлиф бичимли јашајыш евләри, кениш бағлары, јашыллыглары илә фәргләнирди. Јашајыш мәнтәгәләринин әтрафында кениш мешә талалары вә чәмән-коллуглар әмәлә кәлмишдир. Һазырда тәдгиг олуан әразидә 950-дән артыг ирили-хырдалы јашајыш мәнтәгәси вардыр [1]. Бунларын әксәријјәти мешә-кол, мешә-коллуг вә мешә зонасында салынмышдыр. Јүксәк дағ кәндләринин әксәријјәти дә мешәләрин јухары сәрһәддидә, мешәдән сонракы чәмән вә мешә-коллуг ландшафт комплексләриндә јарадылмышдыр. Бу кәндләрин әксәријјәтиндә отураг һәјата кечилмәси илә мешәләрин јухары сәрһәдди хејли ашағы (бәзи јерләрдә бир нечә јүз метр) дүшмүшдүр.

Мүхтәлиф дөврләрә даир картографик, фонд материаллары рекионун тәбии ландшафтларынын динамикасыны әјани әкс етдирир. Бу мәлүматлар әсасында бизим тәрәфимиздән илк дәфә олараг өјрәндијимиз әразинин XX эсрин эввалләриндә мөвчуд олмуш антропоген ландшафт хәритә-схеми (1-чи шәкил) тәртиб олуномушду ки, бунун да әразинин ландшафт ваһидләринин динамикасыны мүйәјјәнләшдирмәкдә мүһүм әһәмијјәти вардыр.

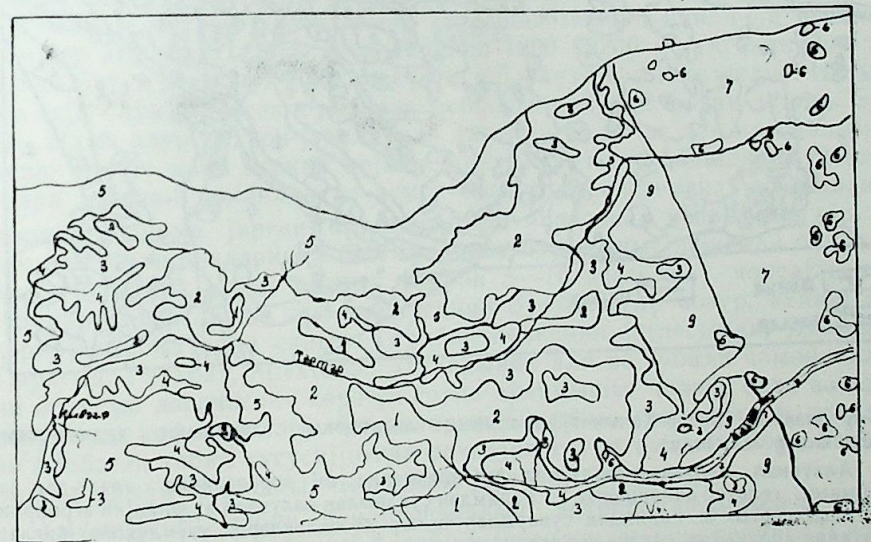
Хәритәдән мәлүм олур ки, кениш дағ мешә массивләри ән чох әсәсэн јашајыш мәнтәгәләри әтрафында гырылмагла јанашы әсримизин әввалиндә дағәтәји дүзәнликләрдә дә кениш мешә саһәләри олмушду. Һәтта мүасир Кәјән вә Чахмаг дүзләриндә (Чахмагчај дәрәсиндә) бу дөврдә кениш саһәдә мешә вә мешә коллугларын мөвчуд олмасы мүйәјјән едилди. Һазырда бу саһәләр мүхтәлиф гуру чөл комплексләриндән ибарәтди. Бундан элава о дөврдә Шүкүрбәјли, Мәзрәли (Чәбрајыл рајону), Пирәһмәдли, Гочәһмәдли, Гараколлу (Фүзули рајону) кәндләринин әтрафында вә һәмчинин Һәкәри, Көндәләнчај, Гуручај, Охучај вә с. чај дәрәләриндә мешәликләр кениш ареала малик олмушду. Һазырда гејд едилән саһәләрдә мешәләр тамамилә гырылмыш, онларын јериндә мүхтәлиф антропоген ландшафтлар, хүсусилә селитеб-бағ, суварма вә дәмјә әкин комплексләри салынмышдыр.

XX эсрин 20—30-чу илләриндә рекионун әһалисинин бөјүк әксәријјәтинин там отураг һәјат тәрзинә кечмәси әразинин тәбии ландшафт-

лыды, палыды-вәләсли мешәләри. 5. Дик дағ јамачларынын мешә вә коллуглары. 6. Кәнд әтрафы кәскин позулмуш мешә вә коллуглар. 7. Дағәтәји дүзәнликдә вә алчаг дағлыгдә үзүмлүкләр вә бағлар. 8. Дағ јамачларында вә чај дәрәләриндә селитеб, селитеб-бағ комплексләри. 9. Чај дәрәләриндә, маили дүзәнликләриндә суварылан әкинләр. 10. Алчаг дағларда вә дағ әтәкләриндә отлаглар вә бичәнәкләр. 11. Дүзәнликләрдә суварылан әкинләр вә бағлар. 12. Селитеб ландшафтлары. 13. Дүзәнлик отлаглары вә бичәнәкләр. 14. Кәскин позулмуш гыш отлаглары. 15. Кәнд әтрафы вә јоһәтрафы позулмуш гыш отлаглары. 16. Зәиф позулмуш гыш отлаглары. 17. Зәиф позулмуш кәндәтрафы дүзән мешәләр. 18. Кәскин позулмуш палыды, палыды-вәләсли дағәтәји вә дүзән-мешә коллары.

ларынын мәнимсәнилмәсиндә мүһүм рол ојнамыш, әһалинин артмасы вә селитеб комплексләрин кенишләnmәси нәтичәсиндә јени антропоген ландшафт модификасијалары формалашмышдыр. Мешәләрин гырылдығы саһәләрдә јашајыш мәнтәгәләринин вә әкин саһәләринин салынмасы, мал-гаранын системсиз шәкилдә отарылмасы ландшафт комплексләринин структуруну позур, онун динамиклијини даһа да артырырды. Бундан элава сәнајә мөгсәди вә дәмир јолу чәкилиши үчүн мешәләрдән кениш истифадә олуноурду. 1939—40-чы илләрдә ДГМВ-нин Сағсаған мешә бағында фәалијјәт көстәрән Бадара вә Думу мешәдоғрајан заводлары һәр ил 6—8 мин м³ мешә хаммалы истәһсал едирди. Әсримизин 30-чу илләриндә Бақы—Чулфа вә Кафан дәмир јолларынын чәкилиши илә элағәдар олараг әразидән күлли мигдарда мешә массивләри гырылмышдыр. Тәкчә ДГМВ-нин мешә саһәсини 70-чи илдәки вәзијјәтлә мугәјисә етдикдә көрүрүк ки, 30-чу илдә ДГМВ-дә 136109 һа мешә саһәси олдуғу һалда, Һазырда онун саһәси 110541 һа тәшкил едир.

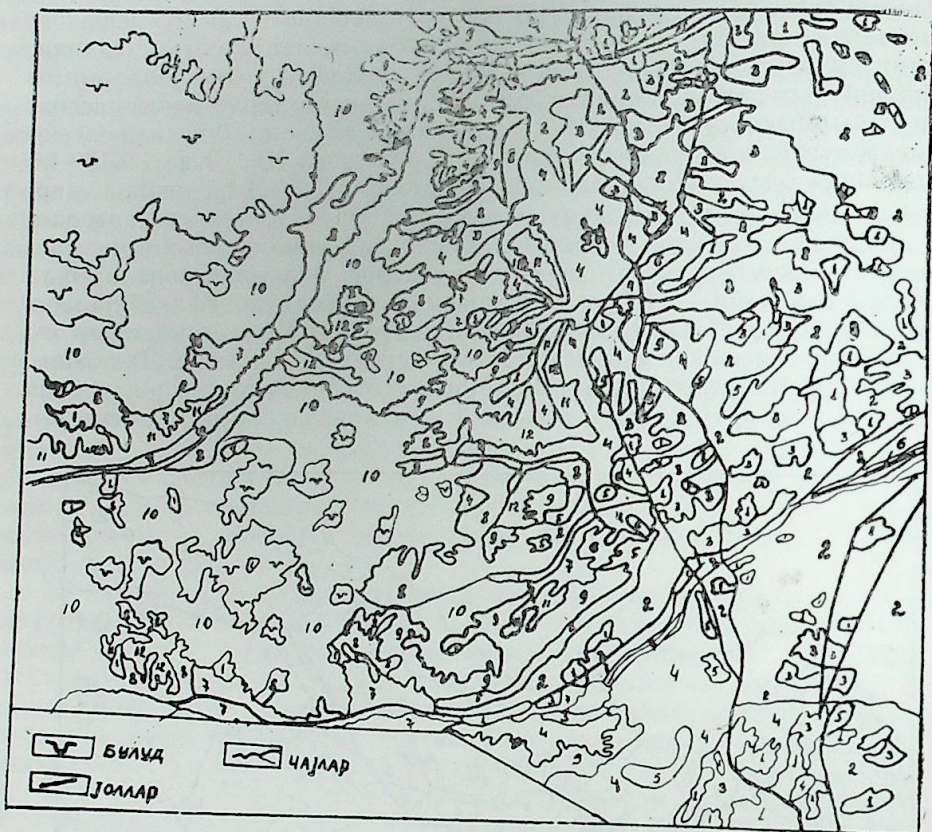
Тәртәрчај һөвзәсинин 30-чу илләр үчүн тәртиб етдијимиз антропоген ландшафт хәритәси тәбии ландшафтларын динамикасыны мүйәјјәнләшдирмәјә әсас верир. Бу хәритәдә мүхтәлиф јүксәклик зоналарында чоһнөвлү һәм тәбии, һәм дә антропоген ландшафт модификасијалары көстәрилмишдир (2-чи шәкил). Апардығымыз тәдгигатлар көстәрир ки, 30-чу илләрдә мешәләр кениш массивләр шәклиндә Газачы, Дашбашы, Әлимәдәтли, Чанјатаг, Мардакерт, Мағауз, Мадакиз вә с. кәндләринин әтрафыны белә өртмүшдүр. Һазырда исә бу мешәләрин јериндә сувары-



2-чи шәкил. Тәртәрчај һөвзәсинин 1930-чу илләрә аид антропоген ландшафт хәритә-схеми.

1. Практики олараг дәјишилмәјән, палыды-вәләсли алчаг вә орта дағлыгын мешәләри. 2. Зәиф дәјишклијә мәрүз галмыш, әсәсэн, палыды, алчаг вә орта дағлыгын мешәләри. 3. Кәскин позулмуш кәндәтрафы мешәләр (дәмјә әкинләр, бағлар вә гыш отлаглары). 4. Мешәдән сонракы чәмән коллуглар (бағ, әкин вә с. илә). 5. Мөвсүми бичәнәкләрлә. 6. Мешәдән сонракы чәмән коллуглары вә бичәнәкләр. 7. Дағәтәји дүзәнликдә, чај дәрәләриндә олунан дағ-чәмән отлаглары вә бичәнәкләр. 8. Чај дәрәләриндә вә дағ дәрәләриндә суварылан әкинләр (бичәнәк вә отлагларла). 9. Дүзән вә дағәтәји отлаг вә бичәнәкләри (бәзән әкин вә кичик ареаллы бағларда).

лан баглар, үзүмлүклөр, экин саяһәләри, селитеб комплексләр салынмышдыр. Турагајчај, Хачынчај вә Тәртәрчајын орта ахарында зәиф вә орта дәрәчәдә позулмуш палыдлы, палыдлы-вәләсли мешәләр формалашмышдыр. Суварылан вә дәмјә экин саяһәләри, баглар, селитеб комплексләр әсасән дағәтәји дүзәнликләрдә, кениш чај дәрәләриндә вә мејлли дағ јамачларында јайылмышдыр.



3-чү шәкил. Тәртәр-Хачынчај арасынын антропоген ландшафт хәритә-схеми (аерошәкилләр әсасында).

1. Аллүвиал, аллүвиал-пролүвиал дүзәнликләрин чај дәрәләринин алчаг-дағ јамачларынын, селитеб ландшафты. 2. Гәдимдән суварылан аллүвиал дүзәнлијин агроирригасија ландшафты. 3. Гәдимдән суварылан һамар дүзәнликләрдә үзүмлүкләр, баглар. 4. Аллүвиал-пролүвиал, делүвиал-пролүвиал дүзәнликләрдә, платоларда дәмјә экинләр. 5. Мөвсүми истифадә олунан мүхтәлиф дәрәчәдә позулмуш дағәтәји гуру чөл отлаглары. 6. Практики олараг истифадә олунмајан гуру чај дәрәләри, јарғанлар, кәскин парчаланмыш дағ јамачлары. 7. Чај дәрәси вә дағарасы чөкәкликләрин мешәдән сонракы дағ-гәһвәји торпагларында селитеб, баг агроирригасија ландшафтлары. 8. Сүн'и террасланмыш дағ јамачларында дәмјә экинләр (бичәнәкләрлә). 9. Тәк-тәк ағачлы дағ-гәһвәји, карбонатлы торпагларда чәмән-кол бичәнәкләри. 10. Дик јамачлы, јуулмуш вә ерозијаја мәрүз галмыш дашлы дағ-гәһвәји торпагларда зәиф позулмуш палыдлы, палыдлы-вәләсли мешәләр. 11. Зәиф парчаланмыш мејлли дағ јамачларынын дашлы дағ-гәһвәји торпагларында зәиф позулмуш чәмәнли коллуглар вә сејрәк мешәләр. 12. Парчаланмыш дағ јамачларынын јуулмуш дашлы гәһвәји торпагларында кәнд әтрафы кәскин позулмуш палыдлы, палыдлы-вәләсли мешәләр.

Үмумијјәтлә, дағлыг әразиләрдә антропоген тә'сирләрин тәкамүлү өзүнү даһа габарыг бүрүзә верир. Тәсәррүфат тә'сирләринин интенсивлији артыгча тәбии ландшафтларда антропогенләшмә дәрәчәси вә буна ләдә төрәмә фасија модификасијаларынын мигдарынын артыран, позулмуш вәзијјәтләри бәрпа едән вә ону мүрәккәбләшдирән амил кими чы-динамиканы күчләндирән амилә чеврилик [8, 137].

Аерокосмик шәкилләрин дешифрләnmәсилә тәртиб етдијимиз мүасир ландшафт хәритәләринин әввәлки дөврләрә аид материалларла мүгајисәси кәстәрир ки, Кичик Гафгазын чәнуб-шәрг һиссәләриндә арид дағ јамачларынын, дағәтәји дүзәнликләрин антропогенләшмәсинә мүвафиг олараг тәбии ландшафтларын мәнәсулдарлығы азалыр, јамачларынын чылпаглашмасы артыр. Кәјән, Инчә дүзләринин суварылан саяһәләриндә шорлашма күчләнир, үмумијјәтлә, сәһралашма үчүн потенциал шәраит јараныр. Гуру чөлләрин дағ јамачлары боју ксерофит коллуглу мешәликләрин сыхышдырылмасы бирбаша антропоген амилләрин нәтичәсидир. Мешәләрин ашағы сәһрәдләринин дағ јамачларында мүрәккәблији, интенсив отарма, кәнд јашајыш мәнәгәләринин тә'сири илә бағлыдыр (3-чү шәкил). Бизим һесабламаларымыза кәрә һазырда рекионун бүтүн мешәләринин 44,4 фаизи 600—1200 м, 43,6 фаизи исе 1200—1800 м жүкәкликләр арасында галмышдыр; 400—600 м арасында олан әразидә исе чәми 1,9 фаиз мешә сахланылыр. Һалбуки, әсримизин әввәлләриндә рекионун бүтүн мешә массивинин 20 фаиздән артығы 400—600 м мүтләг жүкәкликләр арасында мөвчуд иди. Гејд етмәк ләзымдыр ки, кечән әсрин әввәлләриндә 1800—2200 м жүкәкликләр арасында бүтүн рекионун мешә өртүјүнүн 5 фаизи чәмәнмишир. Һазырда исе гејд олунан жүкәклијә әрази мешәләринин 10,2 фаизи дүшүр. Бурадан ајдын олур ки, сон јүзилликдә дағәтәји вә алчаг дағ массивләринин мешә өртүјү даһа кәскин дәјишиклијә мәрүз галмышдыр. Мешәдән сонра јаранан чәмәнлик вә чәмән-коллуглар системсиз отарма нәтичәсиндә јуулма, јарған-гобу ерозијасы мәркәзинә чеврилмишир. Јүкәк дағ чәмәнликләриндә бозгырлашма өзүнү ачыг шәкилдә бүрүзә верир. Нормадан артыг отарма (бә'зән 5—10 дәфә чох), чохсајлы грунт «јоллар» отлагларда чим тәбәгәсинин бүтөвлүјүнү позур, кениш саяһәләри јарарсыз һала салыр. Гарабағ вулканик јайласында, Дәлидағда, Гырхгыз, Гарабағ, Мыхтәкән дағларында алп вә субалп чәмәнликләрини позулма дәрәчәсинә кәрә үч група ајырмышыг (зәиф, орта вә кәскин позулмуш комплексләр). Отлаглары 50 фаизә гәдәри зәиф позулмуш вә һисбәтән тәбии хүсусијјәтини сахлајан група аиддир. Бура башлыча олараг һамар вә дашлы, чынгыллы, јайлалар дахилдир.

Үмумијјәтлә, тәбии ландшафтлары антропогенләшмәси шагули зоналлыг гануна табедир. Аразбоју дүзәнликләрдәки кениш чај дәрәләриндәки, һамар јайлалардакы гуру чөлләрин, ксерофит коллуглары, сејрәк мешәли чәмән-коллуглары антропогенләшмә дәрәчәси 40—50 фаиз рәк мешәли чәмән-коллуглары антропогенләшмә дәрәчәси 65—70 фаиз), орта дағлыгын мешә, (Араз вә Һәкәричај дәрәсиндә 25—35 фаиз, жүкәк дағлыгын мешә-коллуг, чәмән комплексләриндә 25—35 фаиз, жүкәк дағлыгын мешәдән сонракы чәмән, субалп вә алп чәмәнликләриндә исе 1—10 фаиз арасында дәјишилик. Ландшафтын антропогенләшмә дәрәчәси илә онун динамиклији арасында сых әлағә мөвчуд олуб антропогенләшмә артыгча тәбии динамиклик азалыр. Һазырда әразинин ландшафтлары-

нын динамикасы башлыча олараг тасарруфат феалиджэти илэ мүэджэн олунур.

Әдәбијат

1. Азербайжан ССР инзибати әрази бөлкүсү. — Баку, 1979.
2. Алиев И. Г. Карабах в древности. — Изв. АН Аз ССР. Сер. история, философия и права, 1988, №3, с. 9—28.
3. Гусейнов М. М. Древний палеолит Азербайджана. — Баку, 1985.
4. Жекулин В. С. Историческая география: предмет и методы. — Л., 1982.—224 с.
5. Исмаилов Г. С., Данилян О. А. Археологические памятники междуречья Гуручай и Кенделанчай. — Баку, 1985.
6. Исмаилов М. Ә. XX әсрин әввалларинда Азербайжанын кәнд тасарруфаты. — Баку, 1960, с. 240.
7. Нариманов И. Г. Культура древнейшего земледельческо- скотоводческого населения Азербайджана. — Баку, 1987.
8. Рюмин В. В. Динамика и эволюция южносибирских геосистем. — Новосибирск, 1988. — 137 с.

Я. А. Гарибов, Э. Ш. Мамедбеков

РОЛЬ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ДИНАМИКЕ ЛАНДШАФТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА МАЛОГО КАВКАЗА

В связи с постепенным усилением воздействия человека на природные среды естественные ландшафты юго-восточного склона Малого Кавказа эволюционировали от небольших локальных изменений до современных всеохватывающих техногенных преобразований.

Составлены ландшафтные карты для отдельных исторических периодов, где отражена и проанализирована динамика изменений территории лесов, кустарников, высокогорных лугов, а также различных модификаций антропогенных ландшафтов.

Выявлено, что в связи с увеличением антропогенной нагрузки на горные ландшафты снижается роль естественных факторов. В настоящее время в динамике современных ландшафтов данного региона хозяйственная деятельность человека является определяющим и направляющим фактором.

Y. A. Garibov, E. Sh. Mamedbekov

THE ROLE OF ANTHROPOGENIC FACTORS IN LANDSCAPE DYNAMICS OF THE SOUTH-EASTERN SLOPE OF THE MINOR CAUCASUS

The article deals with the study of anthropogenic factors in the dynamics of landscapes. A number of landscape maps have been composed for certain historical periods where territory dynamics of forests, bushes, alpine meadows have found their attractions.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1989, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1989 № 6

УДК 551.46:551.481 (479.24)

А. И. ГУМБАТОВ, Р. М. МАМЕДОВ,
А. И. ХАЛИЛОВ, А. Ф. АХМЕДОВА

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ СТОЧНЫХ ВОД В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ АПШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Современное состояние шельфа Каспийского моря требует от нас изыскания кардинальных средств борьбы с прогрессирующим загрязнением в его прибрежных водах, где осуществляется сброс промышленных и хозяйственных стоков. Существуют следующие пути ликвидации отходов и их удаления в море: а) полная утилизация отходов на суше, исключая какой-либо сброс в море, б) полная очистка и сброс очищенных сточных вод, в) сброс в море частично очищенных сточных вод, г) сброс безо всякой очистки.

Первый путь утилизации отходов без сброса в море является наиболее желательным. Однако на сегодня и в обозримом будущем нельзя утилизировать все отходы на суше. Второй путь включает в себя механическую, химическую и биологическую очистки. В мировой практике эффективность существующих и планируемых очистных сооружений слабая. В идеальном случае полная биологическая очистка сточных вод позволяет снизить содержание органических загрязнений в сточных водах на 80—85%. Поэтому значительная часть сбросов осуществляется или после частичной очистки или вообще без очистки. Отсюда следует, что сброс любых видов сточных вод должен быть строго контролируемым и тщательно изученным с научных позиций.

Одним из главных направлений в этом плане является изучение процессов самоочищения моря от загрязнения и на его основе разработка вопросов допустимости сброса. Термин «самоочищение» подразумевает следующий комплекс факторов: физико-океанографические, биологические и физико-химические. Необходимые значения указанных параметров для максимального самоочищения вод могут быть достигнуты лишь при глубоководном и сверхдальном выпуске сточных вод в море.

Дальность и глубина выпуска сточных вод могут изменяться в широких пределах: на расстоянии от 5—10 до 100 км от берега и на глубинах от 50—100 до 500 м. Количество глубоководных и сверхдальных выпусков в мировой практике увеличивается. Для примера скажем, что французы давно осуществили выпуск промышленных сточных вод в Средиземное море южнее г. Марселя на глубину около 320 м по коллектору, который вначале проходит по территории Франции более 60 км [2] и это далеко не самый глубоководный выпуск в мировой практике. В настоящее время в прибрежных районах Апшеронского п-ова Каспийского моря эксплуатируются десятки выпусков, что приводит к «равномерному загрязнению» всей приапшеронской акватории моря. Отсюда напрашивается вывод о целесообразности постройки одного или двух крупных глу-

боководных выпусков, соответствующих ряду благоприятных океанографических факторов.

Главная черта глубоководного сброса—возможность максимально-го использования природно-океанографических факторов, а именно системы течений, плотностная стратификация толщи вод, процессы турбулентной диффузии и обмена, уклоны дна, гидрохимический и биологический режим водоема с учетом использования инженерно-технических устройств, точнее диффузоров, эжектирующие насадки и др.

Известно, что в районе Говсаны в Каспийское море на глубине 7—8 м на расстоянии 3 км от берега предполагается сброс сточных вод. Рассмотрим, отвечают ли вышеуказанным условиям природно-океанографическим факторам района для данного выпуска. При северных ветрах поверхностное течение направлено на юго-восток (единственное благоприятное условие). В таком случае обязательно будут наблюдаться придонные компенсационные течения, направленные к берегу, вокруг которых образуются сильные вертикальные движения, что, в свою очередь, приведет к загрязнению поверхностных слоев вод.

Ветры юго-восточного направления создают весьма нежелательные поверхностные течения, направленные к берегу. Тогда здесь в точке сброса из-за малой глубины моря во все времена года не будет образовываться термоклин, что сыграет роль жидкого «потолка». Ветры со скоростью 10—15 м/с создадут волны высотой 5—6 м, способные перемешивать всю толщу моря. Коэффициенты турбулентной диффузии и обмена, так необходимые для разбавления, здесь на два порядка меньше, чем в открытой части моря, а уклоны дна незначительные. Поэтому здесь отсутствуют в достаточной степени условия для процессов разбавления и самоочищения, т. е. планируемый сброс океанографически не обоснован, а если учесть, что остается вероятность аварийных сбросов, то экологическую картину данного прибрежного района, где недалеко среди населения распределяют садоводческие участки, представить нетрудно. Плюс к тому же мощность как уже построенных, так и планируемых очистных сооружений недостаточна для растущего потока сточных вод.

На основе проведенного анализа физико-океанографических факторов предлагаем осуществить выпуск сточных вод на глубину не менее 70 м. по створу юго-восточного направления. Такому глубоководному сбросу наиболее благоприятен эффект плотностной стратификации морской толщи, поскольку сточные воды по плотности легче морских вод. При сбросе на глубинах порядка 70 м и глубже, в условиях устойчивой плотностной стратификации, сточные воды сначала смешиваются с более холодными и более тяжелыми придонными водами. Образующаяся смесь по мере подъема от дна к поверхности становится по плотности тяжелее вод поверхностного слоя. Это значит, что такая смесь будет распространяться смешиваться и разбавляться в промежуточной толще вод, не выходя в поверхностный слой. Рассмотрим этот процесс на нашем примере. Плотностная переслоенность в Апшеронском шельфе выражена значительно, градиенты температур иногда достигают 5°С на 1 м [1], что в других морях почти не наблюдается. Если рассматривать условную плотность, то на глубине 70 м она на 1,5+2,0% больше, чем на поверхности моря. Такая переслоенность сохраняется в течение 8—10 мес в году, а для 100-метровой и больших глубин—в течение всего года.

Для начала рассмотрим высоту подъема факела сточных вод для самого неблагоприятного случая—отсутствия горизонтального переноса течениями ($U=0$). Для решения задачи принимаются конкретные исходные значения по сбросу сточных вод. По имеющимся данным мощность введенного в эксплуатацию очистного сооружения равна 400 тыс. м³/сут и в проекте эта мощность увеличится на 600 тыс. м/сут. Поэтому расчеты выполнялись соответственно для $Q=4,6$ и $6,9$ м³/с. Но основные выводы и рекомендации делаются, исходя из $Q=6,9$ м³/с.

Расчеты высоты подъема факела (ΔH_0) сточных вод в неподвижной стратифицированной среде можно проводить разными методами. Мы выбрали метод Брукса—Коха [5], разработанный для линейного источника выпуска сточных вод и для постоянных градиентов плотности в линейно-стратифицированной среде, что лучше всего подходит к нашим условиям и имеет вид:

$$\Delta H_0 = \frac{4 \xi q_0}{\alpha \sqrt{g}} \cdot \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{(d\sigma_0/dz)^{3/2}}, \quad (1)$$

где ξ — безразмерный параметр высоты подъема факела, который в среднем равен 2,7; α — параметр вовлечения окружающей жидкости в поднимающемся факеле (по данным Фэна [6] $\alpha = 0,82 + 0,093$); q_0 — расход сбрасываемой жидкости на единицу длины линейного источника; σ_1 , σ_2 , σ_0 — условные плотности соответственно сточных вод, морской воды на глубине выпуска и морской воды на высоте z — над источником; $d\sigma_0/dz$ — градиент плотности (по вертикали); g — ускорение силы тяжести.

Условная плотность определялась по данным профилей температур в предположении, что соленость по глубине моря не меняется. Материалы собраны в результате собственных измерений и дополнены полученными от БО ЗакНИГМИ, за что мы выражаем благодарность его директору А. А. Керимову. Плотность сточных вод принимали $\rho_0 = 1,0$ и при выше приведенных значениях констант в формулу (1) ввели коэффициент K , который учел бы интерференцию струй для линейного источника. Затем проводились расчеты ΔH_0 для различных условий выпуска: а) выпуск в виде одной струи (точечный источник) и б) выпуск в виде линейного источника — диффузора с разным количеством отверстий ($n = 10, 100$). Расчет произведен для всего диапазона колебаний градиентов условной плотности dp_0/dy (рис. 1). На основе анализа такого рода графиков для разных значений Q и n , а также для значений dp_0/dy , осредненных по месяцам и сезонам, можно выбрать наиболее оптимальную глубину заложения выпуска и количество отверстий в линейном источнике для затопления поля сточных вод в стратифицированной толще. Анализ графиков рис. 1 и данные о распределении dp_0/dy по месяцам дали нам возможность построить высоты подъема сточных вод ΔH_0 по месяцам года (рис. 2а) в районе Говсаны.

Ситуации с отсутствием течений отмечаются крайне редко. Система течений, которая осуществляет перемешивание сточных вод, является одним из важных факторов, определяющих глубоководный сброс. С удалением от берега в открытое море скорости течения обычно возрастают. Анализ литературных данных и наших экспериментальных наблюдений показывает, что предлагаемое нами место выброса находится в зоне стержни основных течений, имеющих в основном южное направление.

Необходимость осуществления сброса в зоне основных течений объясняется следующими соображениями: а) сточные воды будут интенсивно и постоянно удаляться от места сброса, т. е. исключается процесс их скапливания и отстоя; б) в этой зоне сточные воды, вместе с окружающими участвуют в интенсивном обмене, вступают в контакт с новыми объемами вод, что приводит к активному перемешиванию. К сказанному добавим, что в указанном районе имеет место наибольшая устойчивость течений.

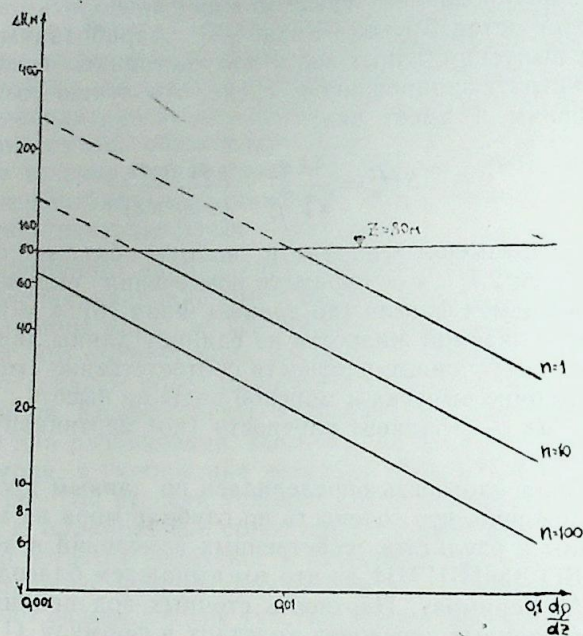


Рис. 1. Изменчивость высоты подъема факела сточных вод в зависимости от градиента $d\rho_0/dz$ для различных условий выпуска в неподвижной среде: n — число отверстий линейного источника

Для учета влияния скорости течений на высоту подъема сточных вод нами использован метод, предложенный Зацем [2]. Суть его сводится к тому, что высота подъема факела в движущейся среде ($u > 0$) ΔH определяется из соотношения вида:

$$\Delta H_u = K_u \cdot \Delta H_0, \quad (2)$$

где K_u — функция, зависящая от скорости течений. Функция $K_u = f(u)$ аппроксимируется выражениями

$$K_u \approx 1 - 0,67 u^{0,6}, \quad (3)$$

$$K_u \approx 1 - 0,93 u^{0,4} \quad (4)$$

Выражение (3) отражает ситуацию, когда струя мало отличается по плотности от окружающей среды, а выражение (4) — некоторое среднее состояние.

Тогда выражение (2) записывается так:

$$\Delta H_u \approx (1 - 0,67 u^{0,6}) \cdot \Delta H_0, \quad (5)$$

$$\Delta H_u \approx (1 - 0,93 u^{0,4}) \cdot \Delta H_0, \quad (6)$$

где ΔH_0 определялось по соотношению (2).

Расчеты велись как для точечного выпуска, так и для выпусков в виде линейного диффузора с 10 и 100 отверстиями. Полученные результаты представлены на рис. 26.

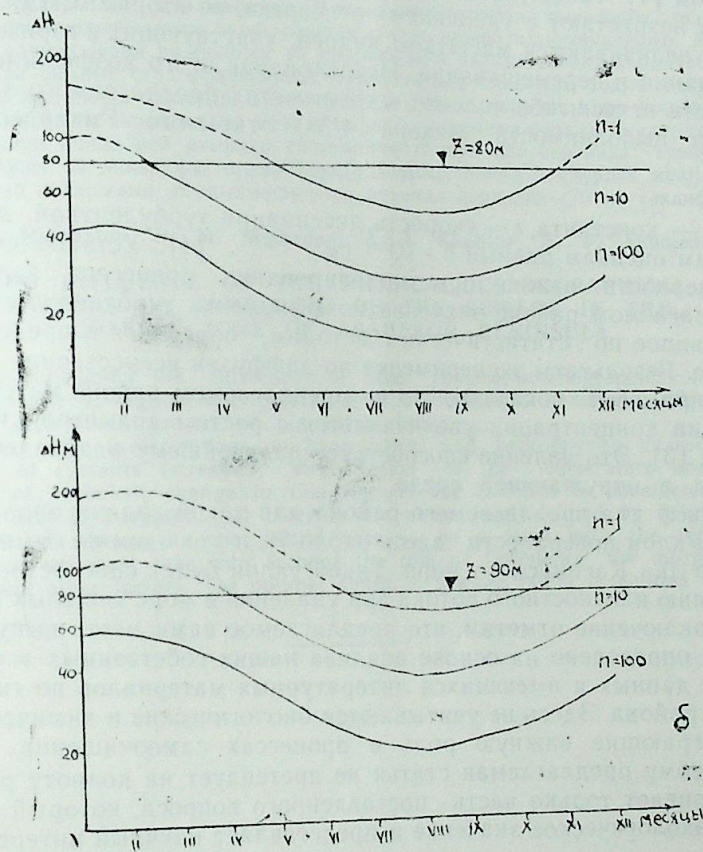


Рис. 2. Изменчивость высоты подъема сточных вод по месяцам года в Апшеронском шельфе Каспийского моря для различных условий выпуска: а — при неподвижной среде; б — при учете скорости течений.

Анализ результатов показывает, что точечный выпуск является самым нежелательным, так как факел может достигнуть поверхностного слоя в неподвижной среде (при глубине 80 м) в течение 8 мес в году (рис. 2а) и 6 мес при учете течений (рис. 2б). Для нелинейного источника с 10-ю отверстиями выход факела в поверхностный слой возможен для 4 мес в неподвижной среде и 2 мес при учете течений. Максимальная высота подъема в теплые месяцы года не превышает 40 м (от дна). Линейный источник со 100 отверстиями является наиболее благоприятным выпуском, поскольку факел сточных вод заполняется как при неподвижной

ной среде, так и при учете скорости течений. Максимальная высота подъема в летние месяцы не превышает 20—30 м, а в зимние 50—60 м.

К благоприятным океанографическим условиям следует отнести также существенное усиление горизонтальной турбулентной диффузии по мере удаления от берега. Коэффициенты турбулентной диффузии играют главную роль в процессах разбавления сточных вод, на что в своих исследованиях мы обратили особое внимание. Среднее значение этого параметра в предлагаемом нами районе на два порядка выше, чем в планируемом [4]. Такое усиление обусловлено тем, что, во-первых, скорости течений возрастают с удалением от берега, во-вторых, с удалением от берега увеличиваются масштабы вихрей, участвующих в горизонтальном рассеивании и перемешивании. Исследование этого коэффициента в зависимости от масштаба явления в окрестностях предлагаемого района [4] выявило выполнимость «закона 4/3», открытого Ричардсоном, где

$$K = C \cdot \varepsilon \cdot l^2$$

Здесь C — константа, ε — скорость диссипации турбулентной диффузии, по нашим оценкам равный $6 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ [4]. Установление такой закономерности важно при моделировании процессов загрязнения. В предлагаемом районе значение коэффициента турбулентного обмена, рассчитанное по статистическим методам, оказалось в пределах $10^4 \div 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$. Результаты эксперимента по диффузии искусственно вносимых в море примесей показали, что в предлагаемом районе интенсивность пульсации концентрации увеличивается с ростом диаметра струи сточных вод [3]. Это явление способствует дальнейшему разбавлению сточных вод в окружающей среде.

Рельеф дна предлагаемого района для такой задачи вполне подходящий. Уклон поверхности здесь около 7° , и это один из самых крутых участков дна Каспийского моря. Такой уклон будет способствовать возникновению плотностного потока при удалении в море тяжелых примесей.

В заключение отметим, что предлагаемое нами место выпуска сточных вод определено на основе анализа наших собственных экспериментальных данных и имеющихся литературных материалов по гидрологии данного района. Здесь не учитываются биологические и химические факторы, играющие важную роль в процессах самоочищения.

Поэтому предлагаемая статья не претендует на полноту решений и рассматривает только часть поставленного вопроса, который имеет огромное экологическое значение и представляет научный интерес.

Литература

1. Арсеньев С. А., Доброклонский С. В., Мамедов Р. М., Шелковников Н. К. Прямые измерения характеристик мелкомасштабной турбулентности с неподвижной платформы. — Изв. АН СССР, ФАО, 1975, т. 11, № 8.
2. Зац В. И. Об устойчивости затопления полей сточных вод в промежуточном слое стратифицированного моря. — Водные ресурсы, 1975, № 1.
3. Журбас В. М., Мамедов Р. М. Экспериментальное исследование диффузии струй пассивной примеси в поверхностном слое моря. — Океанология, 1976, т. 16, вып. 6.
4. Журбас В. М., Мамедов Р. М., Татаряев Т. М. Исследование процессов диффузии в прибрежной зоне моря. — В сб. докл. на международном симпозиуме по исследованию турбулентности и процессов диффузии примесей в море. Москва, 16—19 марта 1976 г. М., 1977.
5. Brooks N. H., Koh K. Discharge of sewage effluent from a line source into a stratified ocean. Proc. II Inter. Congr. Inter. Assoc. Hydr. Res., Leningrad, 1965, Pap. 2, 19.

6. Fan L. N. Turbulent buoyant jets into stratified or flowing ambient fluids. Rept. Lab. Hydraul. Wat. Resource, Calif. Inst. Technol., KH-k-15, Pasadena, California, 1967.

А. И. Хумбатов, Р. М. Мамедов, А. И. Халилов, А. Ф. Эмедова

ЧИРКАБ СУЛАРЫНЫН АБШЕРОН ЖАРЫМАДАСЫНЫН САНИЛ ЗОНАСЫНДА ЖАБЫЛМАСЫНА ФИЗИКИ-ОКЕАНОГРАФИК АМИЛЛЭРИН ТЭСИРИ

Мәгаләдә мәшһәт вә сәнајә ахынтыларынын Санил зонаја ахыдылмасынын елми чәһәтдән әсастандырылмыш тәнзимләндирилмәси мәсәләси гојулур.

Чиркаб суларынын јабылмасында физики-океанографик амиллэрин тәсири бөјүкдүр вә планлашдырылмыш бурахылышда онлар нәзәрә алынмамышдыр. Мүәллифләр тәклиф олунан јерин гидрологији вә гидрофизики параметрлэри—ахынлар системи, температур вә сыхлыг стратификасијасы, турбулентлик әмсалыны тәдгиг едилрләр.

Мәсәләјә ики һалда бахылыр. Биринчи һалда фәрз едилир ки, ахын јохдур вә стратификасијанын тәсириндән асылы олараг чиркаб суларынын галхма һүндүрлүјү тәјин олунуб. Икинчи һалда исә ахынлар системинин тәсири илә бирликдә турбулентлик, дини гурулушу вә дикәр факторлар нәзәрә алыныр, һәмин һүндүрлүк мүәјјәнләшдирилр, чиркаб суларынын ахыдылмасы үчүн оптимал дәринлик (70 м) тәклиф едилр.

A. I. Humbatov, R. M. Mamedov, A. I. Khalilov, A. F. Akhmedova

THE INFLUENCE OF THE PHYSICAL-OCEANOGRAPHICAL FACTORS ON SPREADING OF THE SEWAGE IN THE COASTAL ZONE OF ABSHERON PENINSULA

Here is considered the influence of the physical-oceanographical factors on spreading of the sewage in the coastal zone of Absheron Peninsula, which is not taken into account in project of planning faults.

We have some investigations on hydrological and hydrophysical characteristics—the system of currents (streams), stratification of the temperature and density, coefficients of turbulent change in this region. The problem is considered in two cases: the first is supposed that currents are absent and defined by height of the lifting torch of sewage. In the second case — on a level with the influence of current speed we must take into account the role of turbulence, the morphology of the depth and other factors. The optimal depth of sewage faults is defined here.

УДК 556.048

Ф. А. ИМАНОВ, Г. Ю. ФАТУЛЛАЕВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НИЗКОГО СТОКА РЕК ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Сведения о низком стоке имеют важное значение при решении различных задач строительного проектирования, водоснабжения городов и населенных пунктов, обводнения пастбищ. Без сведений о низком стоке не могут быть решены в должной мере вопросы качества воды и в целом охраны водных ресурсов.

Низкий сток является комплексным понятием, включающим характеристики минимального и меженного стока, а также стока лимитирующего сезона. Из перечисленных характеристик низкого стока наиболее изученной являются минимальные расходы воды рек, осредненные за различные отрезки времени (от 1 до 30 сут.). Исследованиям меженного стока рек посвящено значительно меньшее количество работ. Не лучше обстоят дела и с изучением стока лимитирующего сезона.

Данная статья посвящена расчетам минимального и меженного летне-осеннего и зимнего стока рек Восточного Кавказа.

В работах [1, 2] показано, что использование площади водосбора в качестве основного расчетного параметра при определении минимального стока неизученных горных рек может дать положительные результаты.

Физическое обоснование зависимости минимальных расходов воды от площади бассейна рек приведено в работе [3]. Эта зависимость обычно описывается уравнением вида:

$$Q_{\min} = aA^n, \quad (1)$$

где Q_{\min} — средний многолетний (или расчетной обеспеченности) минимальный расход воды расчетной продолжительности (1, 10, 30 сут.) в зимний или летне-осенний сезоны, в м³/с; A — площадь бассейна реки, в км²; a — удельный модуль подземного питания рек данного района, в л/с. км²; n — коэффициент, характеризующий интенсивность подземного питания рек.

Однако дальнейшие исследования показали, что использованные лишь одного фактора (площади водосбора или его средней высоты) при расчетах минимального стока горных рек не всегда является достаточным, особенно в районах со сложными условиями его формирования, и ведет к снижению точности расчета. Усовершенствование метода расчета можно осуществить путем уточнения параметра « a » в формуле (1).

При использовании формулы (1) величина параметра « a » принимается постоянной в пределах однородного гидрологического района. Однако установлено, что для рек Восточного Кавказа подобное допущение не всегда правомерно: довольно часто для различных рек одного и того же района значения параметра « a » изменяются в 2—3 раза и более.

Очевидно, что факторы, обуславливающие изменения величины минимального стока рек и значений параметра « a » в пределах однородных районов практически одни и те же. В условиях горных районов в качестве интегрального показателя физико-географических условий формирования и распределения по территории минимального стока чаще всего применяется величина средней высоты водосбора. Поэтому были исследованы зависимости параметра « a » от средней высоты водосбора, которые показали наличие достаточно тесной связи $a = f(H_{\text{ср}})$ в районах с большим диапазоном высот и ее отсутствие при малом изменении высот местности. Зависимости имеют разный вид и аппроксимируются линейными или же параболическими уравнениями.

Таким образом, для расчета минимального 10-суточного летне-осеннего и зимнего стока рек Восточного Кавказа, имеющих значительное изменение высот водосбора, могут быть использованы формулы вида:

$$Q_{\min} = (kH_{\text{ср}} - c)A^n, \quad (2)$$

$$Q_{\min} = b \cdot H_{\text{ср}}^m \cdot A^n, \quad (3)$$

где $H_{\text{ср}}$ — средняя высота водосбора реки; k, b, c, m — районные параметры.

Величины суточного и 30-суточного минимального стока, а также минимальных расходов воды расчетной обеспеченности (в диапазоне 75—99%) могут быть установлены по переходным коэффициентам, полученным по связи с опорной характеристикой (минимальный 10-суточный расход воды) [2].

При анализе меженного стока использованы сведения по 78 рекам, для которых строились гидрографы стока за многоводный (обеспеченность 25%), средний (50%) и маловодный (75%) годы.

Характерные по водности годы выбирались из условия равенства обеспеченностей стока за год и календарный месяц с наименьшим стоком в летне-осенний и зимний сезоны. Гидрографы строились для водохозяйственного года (начало года 1 мая), поскольку последний полностью включает летне-осенний и зимний, меженные периоды изучаемых рек.

За начало летне-осенней межени принималась дата, когда на спаде весеннего половодья расход воды равняется средней величине базисного стока, т. е. произведению среднего годового значения стока на коэффициент естественной зарегулированности стока, за конец летне-осенней межени и начало зимней — дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0°, а за конец зимней межени — дата, когда расход воды в реке равняется по величине расходу воды первого дня зимней межени.

Анализ построенных гидрографов рек, бассейны которых расположены в различных районах и высотных зонах, показал хорошее соответствие дат начала и конца меженных периодов, установленных по данному способу и по известной методике А. М. Владимирова [3].

Следует отметить, что на высокогорных реках Дагестана (верховья рек бассейнов Сулака и Самура) летне-осенний меженный период отсутствует и наблюдается только зимняя межень.

На реках же Ленкорани отчетливо выражена только летняя межень. В холодный период года эти реки характеризуются паводочным режимом. Вследствие этого, в отличие от рек других районов рассматриваемом.

гытлыгынын гуртарма вахты бу гытлыгын башландыгы күндө олан су сарфи илэ бара-
бар олан күндөн хесабланмышдыр.
10 күнлүк орта чохилик су сарфи илэ гытлыг дөврүнүн су сарфи арасында жүксөк
коррелјасија эмсалына малик олан дүзхэтли алағэ алынмышдыр.

F. I. Imanov, N. Y. Fatullayev

DETERMINATION OF LOW FLOW OF RIVERS OF THE EASTERN CAUCASUS

The article deals with the calculation of minimal and boundary summer-autumn
and winter flowing of rivers of the Eastern Caucasus.

АЗЭРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмлэри серијасы, 1989, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1989 № 6

УДК 549.762.13

А. М. ИМАНОВ, А. Г. СЕИДОВ, Н. А. ГУЛИЕВА

ЯРОЗИТЫ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

В последние годы сырьевая база Азербайджана обогатилась еще несколькими видами минерального сырья, одним из которых является ярозит. В НИИСМ им. С. А. Дадашева из ярозита и ярозитсодержащих пород получен ряд вяжущих веществ, расширяющая добавка к цементу и пигменты. Экспериментально установлено, что ярозит является минерализатором обжига портландцементного клинкера. Он может применяться взамен гипса и пиритных огарок в производстве цемента и т. д.

В связи с изложенным установление петрографо-минералогических особенностей и уточнение условий образования ярозита имеет определенное научно-практическое значение.

В ранее проведенных работах [1, 2] указывается на присутствие ярозита в отложениях майкопской свиты Азербайджана. Они встречаются в виде налетов, гнезд, прослоев и карманов. Исследованиям подвергнуты гидронатроярозит из глинистых отложений майкопской свиты района Чеилдаг [3] и стронцийсодержащий ярозит из вулканогенных пород эоцена Ордубадского р-на [4].

Нашими детальными исследованиями установлено более широкое распространение в осадочных отложениях Азербайджана минералов из подгруппы ярозита: в Нахичеванской АССР (бассейн р. Неграм, с. Урмыс); в северо-восточной части Малого Кавказа (селения Топалгасанлы, Чайкенд, Карабулак, Паядереси, Агехуш, Ашыглы; Аджикенд; Готул, Дашсалахлы, пос. Баритовый) и в пределах Шемахино-Кобыстанской зоны (селения Джебани, Держиновка, Кызылбулак, г. Учтепе, бассейн р. Сумгаит и др.). Ярозитсодержащие породы в этих районах представлены вулканогенными образованиями средней эры (р. Неграм), эоцена (с. Урмыс), юры и мела (северо-восточная часть М. Кавказа) и глинистыми и песчаными отложениями палеогена—неогена (Шемахино-Кобыстанской зоны). Кроме того, ярозит в небольшом количестве содержится в гаже гюргянской свиты Кировабадской зоны и известняках плиоцена Карадагского плато.

В Шемахино-Кобыстанской зоне ярозит встречается в виде прослоев, гнезд, прожилок, корочек и налетов. Пропластки его нередко залегают по направлению стратификации вмещающих пород. Часто он заполняет трещины, мелкие углубления или разъеденные участки. Прослойки и прожилки ярозита имеют микрослоистость, обусловленную наличием в них гипсовых прожилок. Последние залегают согласно плоскости напластования ярозита, наподобие «сэндвича». Местами ярозит выступает в роли цементирующего вещества в песчанике (Аджидере) и брекчиевидной-комковатой глине (с. Держиновка). В этих районах ярозит представляет собой желтый и лимонно-желтый минерал, имеющий тонкокристаллическое компактное или порошокватое образование. Мес-

тами отмечаются коричнево-желтые оттенки, связанные с примесями гетита, гидрогетита и гидрогематита.

Миноминеральные ярозитовые породы из районов с. Джебани, г. Учтепе и бассейна р. Сумгант характеризуются алеврито-пелитовыми участками, равномернозернистой (рисунок а) и гранулированно-агрегатной структурой. Состоят из плотнопримыкающих частиц ярозита размером зерен в среднем 3—8 мкм. Среднее содержание его 90—95%.

Структура ярозитсодержащих вулканогенных пород характеризуется унаследованием структуры исходных пород. На Неграмском, Урмыском и многочисленных проявлениях северо-восточной части Малого Кавказа ярозит встречается в измененных андезитах, кварцевых порфирах и их туфах. Наибольшим содержанием ярозита характеризуются вулканогенные породы, развитые в районах селений Неграм, Толалга-санлы и Чайкенд. Ярозитообразование в бассейне р. Неграм приурочено к зоне раздробленных катаклазированных брекчированных базальтов и диабазовых андезитов; ярозит выступает в роли цементирующего вещества, окрашивая их в светло-желтовато-пшеничный цвет с различными оттенками от светло-серого до белого, в коричневый и т. д. В этой толще сохранились обломки диабазового андезита, базальта с различной структурой и степенью измененности. Они пелитизированы, хлоритизированы. Эти изменения фиксируются в основной массе, на отдельных цветных минералах, плагиоклазах и в трещинах и пустотах обломков пород и минералов. На стенках трещин в основной массе и пустотах обломков чаще всего отмечаются хлорит, гипс, ярозит и гидрат окиси железа, реже кальцит. На стенках некоторых трещин обнаруживается хлорит, который опоясывает волокнистый гипс.

Обломки в ярозитовых массах и их подстилающие породы имеют андезитовую (см. рисунок б), микродиабазовую, кристалловитробазальтовую структуру. Текстура их микролитовая, микродиабазовая, местами пойкилитовая, миндалекаменная и пузыристая. Состоят они главным образом из основных плагиоклазов (лабрадор) размерами 0,001—1,0 мм, которые сильно изменены — корродированы основной массой, аморфизованы, ожелезнены, местами замещены каолинитом, серицитом, хлоритом, кальцитом и гипсом. Цветные минералы — пироксены, роговая обманка и биотит преобразовались главным образом в хлоритовое вещество или замещены ярозитом, кроме того, пироксены частично, местами и полностью замещены кальцитом. Наблюдаются трещины, выполненные полностью карбонатом кальция. В некоторых шлифах наблюдаются сферические образования хлоритового вещества, опоясанные целой серией концентрических зон (см. рисунок в). Как центральные части этих сферических образований, так и концентрические пояса состоят из хлоритового вещества, отличаясь друг от друга по составу и структуре. Центральные части имеют темно-желтовато-коричневую окраску с различной насыщенностью тона, криптозернистую структуру, пятнистую и беспорядочную текстуру. Концентрические пояса обусловлены взаимосвязанными высокополяризуемыми, плотно прилегающими друг к другу волокнами хлорита светло-коричневато-желтого цвета. Волокна хлорита имеют радиальное расположение по отношению к центру сферических образований. Обе разновидности хлорита имеют слегка зеленоватый оттенок.

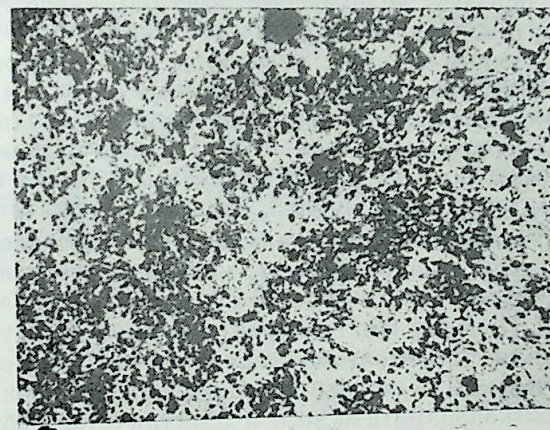
Ярозит здесь представлен оксониевой разновидностью, имеет неравномерное распространение. В пустотах и трещинах встречается в виде отдельных зерен или их агрегатных скоплений (см. рисунок в).



а



б



в

Микрофотография ярозитсодержащих пород, ув. 160, без анализатора:
а—микродиабазовая структура; б—андезитовая структура ярозит содержащего диа-
база, справа—сферические образования хлоритового вещества (р. Неграм); в—равно-
мернозернистая, местами гранулированно-агрегатная структура ярозита (р. Сумгант)

Ярозитсодержащие породы Топалгасанлинского проявления характеризуются пестрыми цветами, в их составе преобладают светло-серые обломки, сложенные из монтмориллонита с небольшой примесью ярозита, Уступают им обломки с красным цветом, с розовым оттенком, состоящие в убывающем порядке из монтмориллонита, гетита и ярозита. Последний крупный, размерами 40—60 мкм, с правильной шестигранной огранкой. Затем идут обломки с охряно-желтыми цветами, сложенные из скоплений ярозита и монтмориллонита. В пустотах и трещинах в виде друз и прожилок встречается гипс — до 5%. Содержание ярозита в породе в пределах 20—45%. Он встречается в виде агрегатных скоплений, друз и идиоморфных кристаллов или точечных включений, неравномерно распределен в породе, имеет оливковый цвет с различной насыщенностью тонов. Часто он приурочен к перифериям пирита, к спаянности и пустотам реликтов полевых шпатов, трещинам и пустотам в породах.

Форма его ромбоэдрическая, толстопластинчатая, гексагональная. В породе также присутствуют гетит и гидрогетит (до 5%), гипс (2—4%) и кварц (до 6%).

Структура ярозитсодержащих пород Урмыского проявления порфиробластовая, лептобластовая и участками фибробластовая. Состоит главным образом из полевого шпата, олигоклаз-андезитового ряда—25—50%, биотита, хлорита, актинолита, слюды пирита и халькопирита, первичного и вторичного кварца и ярозита. Ярозит здесь возникает за счет преобразования цветных минералов.

Слюда встречается в двух формах. Преобладают длинные (до 3 мм) таблитчатые индивиды светло-зеленого цвета, которые группируются в агрегаты, имеющие в шлифе форму пучка и снопов. Вторая разновидность слюды представлена биотитом зеленого, зеленовато-коричневого и коричневого цветов, форма его пластинчатая, скорлуповато-чешуйчатая, столбчатая. Размеры колеблются от 0,005 до 0,03 мм. Содержание биотита 10—15%. Актинолит образует волокнистые агрегаты, ориентированные более или менее взаимопараллельно. Хлорит образуется за счет преобразования светло-зеленого биотита, количество его незначительно. Выделение пирита и халькопирита фиксируется в виде отдельных зерен или их скоплений по всей массе породы, проявляя склонность больше встречаться там, где слюда. Содержание их 8—10%, размеры отдельных зерен от 0,01 до 0,4 мм. Местами они преобразовались в ярозит и гетит. В виде единичных зерен отмечаются циркон, магнетит и гематит.

Породы из андезитовых экструзивов Дашсалахлинского проявления имеют андезитовую структуру, микролитовую, микрофельзитовую основную массу. Состоят из полевого шпата (65—70%), кварца, стекла, глинистых минералов и гетита. Полевые шпаты характеризуются коротко- и удлиненно-призматическими, таблитчатыми обликами, изломы неровные, ступенчатые, свежие частицы — водяно-прозрачные. Идентифицируется санидин в виде короткопризматического и пластинчатого облика кристаллов серой окраски. Полевые шпаты часто изменены, что сопровождается окрашиванием их в серый цвет с желтоватым оттенком. Диаметр их находится в пределах 0,15—0,01 мм, местами менее 0,01 мм. Продукты преобразования полевых шпатов представлены глинистыми минералами, содержание которых не превышает 10%, среди них преобладает каолинит и гидрослюда. В виде примесей фиксируются монтмориллонит и магнезиальные глинистые минералы. Ярозит в шлифе встре-

чается в виде агрегатных скоплений на месте цветных минералов, главным образом, биотита. Он встречается в виде криптозернистых веществ оливково-зеленого цвета. Гексагональный облик биотита хорошо вырисовывается темно-серой до черного цвета каймой, представленной гетитом, вынесенным при синтезе ярозита. Участками встречаются скопления ярозита относительно крупных размеров. Кроме того, ярозит в виде отдельных зерен или их скоплений встречается во всей массе породы как в пустотах, так и в плотных частях породы. Всегда он сопровождается выделениями гетита и гидрогетита, нередко имеющими глобулярную форму. Эти минералы также нередко образуют скопления. Размеры ярозита большей частью менее 5 мкм, реже достигают 25 мкм и больше. Ярозит встречается большей частью в виде чешуек, удлиненных в одном направлении. Отмечаются также псевдокубические и гексагональные разновидности. Глобулы гетита и гидрогетита имеют также малые размеры, средний диаметр 8—10 мкм. Основная масса породы сбелена и аморфизована. Содержание ярозита 20—25%. Приведенные данные дают основание для постановки поисково-разведочных работ с целью выяснения описанных районов скоплений ярозита как полезного ископаемого.

Литература

1. Алиев А. Г. Осадочные породы Азербайджана. — Баку: Азнефтеиздат, 1955.
2. Сеидов А. Г. Литология майкопской свиты Азербайджана. — Баку: Элм, 1961.
3. Везир-заде А. З. К вопросу о химическом составе натроярозита майкопских отложений. — Тр. АКИИ, геол. сб. 1/18, Баку, 1939.
4. Кашкай М. А., Бабаев И. А., Махмудов С. А., Кашкай Ч. М. О ярозите, содержащем стронций. — Зап. ВМО, вып. 4, 1974.

Ә. М. Иманов, А. Г. Сејидов, Н. А. Гулијева

АЗЭРБАЈЧАНЫН ЧӨКМЭ СҮХУРЛАРЫНДА ЈАЈЫЛМЫШ ЈАРОЗИТ НАГГЫНДА

Мәғаләдә јарозит групу минералларын Азәрбајжан чөкмә сүхурларында әразичә кениш јайылдығы кәстәрилмиш вә онларын минераложии-петрографик хусусијјәтләри верилмишдир. Бәзи јерләрдә јарозит сәнајә әһәмијјәтли јатағлар әмәлә кәтирир.

A. M. Imanov, A. G. Seidov, N. A. Kulieva

ABOUT YAROSITE ON DEPOSITS OF THE AZERBAIJAN

Spreading and mineralogical-petrographical characteristics of yarosite and its maintain species are considered.

Yarosite minerals have wide spreading on deposits of Azerbaijan from jurassic system up to gurgiansk suite, on some places make up considerably gathering.

ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «ПРОБЛЕМЫ ГОЛОЦЕНА»

Во второй половине октября 1988 г. впервые в СССР была проведена международная конференция, посвященная проблемам голоцена. Конференция была организована Институтом ботаники им. Н. Н. Кедровели АН ГССР, советской секцией Международного союза изучению четвертичного периода (ИНКВА) и подкомиссией по изучению голоцена Средиземноморья ИНКВА и проходила в Тбилиси. В ее работе приняли участие около 150 ученых из 7 стран (Болгария, Польша, СССР, Финляндия, Франция, Чехословакия, Япония). К конференции были опубликованы на русском и английском языках тезисы 128 докладов.

Конференцию открыла зам. председателя оргкомитета, доктор биологических наук Л. К. Гогичайшвили. Она же выступила и с первым докладом. В нем, в частности, атлантический период Восточного Закавказья рассматривается как время наиболее благоприятных природных условий, так как расширился ареал аридного редколесья. При менее благоприятных условиях (до и после атлантики), по Л. К. Гогичайшвили, доминируют лесостепи и степи.

Из заслушанных на пленарном заседании докладов необходимо отметить несколько. Э. В. Квавадзе с авторами из Тбилиси, Львова и Киева похолодание, определяемое в нижнем слое голоцена Абхазии, относят к суббореальному периоду, а последующие похолодания к 2,5 тыс. л. н. и к XIII—XVI в. в. В. А. Климанов (Москва) выделил в голоцене СССР 30 экстремумов (15 потеплений и 15 похолоданий), определил три термических максимума: 8,5; 5,5; 3,5 тыс. л. н.; М. В. Кабайлене (Вильнюс) предложила новый метод восстановления растительности голоцена, а В. А. Вронский (Ростов-на-Дону) голоцен побережья Каспия разделил на три периода: ранний (теплый, засушливый), средний (теплый и влажный) и поздний (теплый и засушливый).

На пленарном заседании был заслушан и наш доклад (авторы А. В. Мамедов, С. С. Велиев, Е. Н. Работина), посвященный проблемам взаимоотношения природы и общества в голоцене. Но наи-

больший интерес участников конференции привлек наш тезис о том, что атлантическая эпоха для нашего региона не является климатическим оптимумом голоцена. — в это время здесь отмечаются минимальные для голоцена температуры и осадки.

После пленарного заседания дальнейшая работа конференции проходила по пяти секциям: 1. «Палинофлора голоцена», 2. «Методы реконструкций палеоклиматических сукцессий голоцена», 3. «Математические методы в палинологии голоцена», 4. «Маринопалинология» и 5. «Природная среда и человек». В дальнейшем мы остановимся лишь на нескольких докладах всех секций, кроме третьей, так как она включала лишь чисто методические доклады.

Доклады первой секции охватили самые различные регионы Земли. В истории растительности Украины Р. Я. Арап (Киев) выделила в голоцене 3 пика широколиственных лесов — в аллереде, атлантике и субатлантике, а Л. Г. Безусько (Киев) — рубеж 5,5 тыс. л. н., делящий голоцен на две половины с меньшим (первая) и большим (вторая) количеством осадков. В. С. Волкова (Новосибирск) в Западной Сибири и Г. Н. Шилова (Москва) в Монголии время климатического оптимума голоцена отнесли ко второй половине атлантического периода и первой половине суббореального времени. Кроме того, В. А. Украинцева (Ленинград) наряду с общеизвестными потеплениями 8,5; 5,0; 3,5 тыс. л. н. в высоких широтах Арктики выделила потепление — 10 тыс. л. н., подтверждающее существование «первой волны» потепления, вычисленного М. Миланковичем; Ю. В. Махова (Москва) пришла к выводу о непрерывном увеличении влажности на протяжении всего голоцена в Тянь-Шане.

Во второй секции два доклада были посвящены анализу субрецентных спектров гор Юга СССР: Э. В. Квавадзе (Тбилиси) и Л. Стухлик (Польша) — по Зап. Грузии, Л. В. Калугина (Ленинград) — по Заилийскому Алатау, и в обоих сделан вывод о соответствии в целом споровольцевых спектров характеру растительности. О. Ф. Дзюба

(Ленинград) детализировала на электронном микроскопе морфологические признаки 29 древесных и травянистых растений, трудно поддающихся определению под световым микроскопом, и, исследовав 14 разрезов, выявила холодную эпоху внутри атлантического периода. О сильных колебаниях снеговой границы в Иссyk-Кульской котловине в голоцене говорила в своем докладе А. П. Мельникова (Фрунзе).

В четвертой секции были заслушаны доклады по голоценовой истории различных морей СССР. В Черном море период климатического оптимума, по А. В. Комарову (Москва), приходится на атлантическое время, в Балтийском море, по Г. И. Клейменову и др. (Ленинград), — на атлантико-суббореальный рубеж.

На пятую секцию приходится более половины зачитанных на конференции докладов зарубежных ученых. Н. Фуджи (Япония) развитие раннеолитической культуры Центральной Японии (6—4 тыс. л. н.) считает причиной смены первичных вечнозеленых сообществ вторичными из сосны и листопадного дуба. И. Васари (Финляндия), отмечая широкое развитие лесной растительности во время малой ледниковой эпохи, объясняет это повышением уровня грунтовых вод, приносящих питательные вещества к поверхности. О влиянии человека на растительность Пиренеев говорил в своем докладе Г. Жалю (Франция). Несколько особняком стоял доклад Э. Финке (США), исследовавшем Лагуну в Греции. Как пресноводная лагуна она существовала до XIX в.; восстановив геологическими методами и космическими снимками былые контуры Лагуны, автор разработал принципы определения по космическим снимкам контуров древних озер и лагун.

Среди докладов советских ученых в пятой секции следует отметить доклад П. М. Долуханова (в соавторстве, Ленинград) о связи изменения растительности и климата верхнего течения Зап. Двины с проблемой заселения этой местности человеком; К. В. Кременецкого (Москва) о взаимодействии человека и

природы в эпохи неолита и энеолита в Сев. Причерноморье; Л. П. Рухадзе и Э. В. Квавадзе (Тбилиси) — о палеоботанических находках в Эшерском городище II—I в. в. до н. э. и др. Кроме того, Г. М. Левковской с соавторами (Ленинград) на протяжении последних 6—5 тыс. л. н. выделили около 30 фаз растительности и более 10 фаз климата, а Б. П. Ахтырцев и А. Д. Пряхин (Воронеж) по анализу законсервированных под курганами почв восстановили природные условия времен насыпки курганов.

Среди стендовых докладов наиболее интересными были доклады Л. И. Исаевой—Петровой с Э. М. Зеликсон (Москва), проследивших тенденцию развития степной растительности в голоцене и выделивших три основных ее комплекса, и Л. Т. Шевырева (с соавторами, Воронеж) выявивших в голоцене юга Русской равнины 6 периодов погружений и поднятий амплитудой более 15 м, причем, последние 2,5 тыс. лет, по их данным, характеризуются резкой активизацией геологических процессов.

Подытоживая научные итоги конференции, мы остановимся на одной проблеме. Большинство исследователей продолжают относить оптимум голоцена к атлантическому периоду, чаще всего механически. Но уже имеются неопровержимые сведения о том, что атлантический период в Карпатах был прохладнее как предыдущего, так и последующего периодов (устное сообщение П. Р. Третьяка из Львова), а в Барабинской степи позднеатлантический период выделяется как относительно холодный (Т. П. Левина, Л. А. Орлова, Новосибирск.) Кроме того, многими исследователями внутри атлантического периода выделяется холодная фаза, а оптимум голоцена датируется позднеатлантическим и первой половиной суббореального периода.

Участие в работе конференции позволило составить представление о сильных и слабых сторонах исследований голоцена как за рубежом, так и у нас в стране.

С. С. Велиев, Е. Н. Работина.

ХРОНИКА

«ИСТОРИЯ — ВЕЛИКИЙ УЧИТЕЛЬ...»

(О годичной сессии историков геологии «Петрозаводск-89»)

«История великий учитель, но мы редко оказываемся плохими учениками» — это, к сожалению, с каждым годом все более подтверждающаяся мысль явилась основным лейтмотивом последней годичной сессии Комиссии по истории геологических знаний и геологической изученности СССР (КОГИ), проведенной 6—9 июня 1989 г. в гор. Петрозаводске на базе Института геологии Карельского филиала Академии наук СССР. Участники сессии приняли активное участие и в работе специального семинара «История геологических исследований и поисков минерального сырья на Европейском северо-западе Советского Союза».

Открывая сессию вступительным словом, директор Института геологии Карельского филиала АН СССР профессор С. И. Рыбаков выразил надежду, что столь представительное собрание специалистов-геологов различного профиля послужит толчком для нового расцвета в изучении этого края, примечательного не только своими несказанными красотами, но и значительными богатствами — самими различными полезными ископаемыми. (Недаром еще выдающийся советский геолог академик А. Е. Ферсман подчеркивал, что «в Карелии можно найти всё, кроме нефти»).

О представительности сессии и семинара «Петрозаводск-89» говорит тот факт, что в их работе приняли участие, помимо большого числа местных специалистов, 65 коллег из академических и отраслевых институтов, высших учебных заведений и производственных организаций Москвы, Ленинграда, Киева, Алма-Аты, Баку и ряда других научных центров страны. Баку на этой сессии представляли старшие научные сотрудники Института геологии АН Азербайджана кандидаты наук С. Б. Ахундова и Т. А. Золотовицкая, а также автор этих строк.

С подробным отчетом о деятельности КОГИ выступил основатель этой комиссии видный советский геолог наш земляк член-корреспондент АН СССР В. В. Тихомиров (Москва), охарактеризовавший

основные достижения двух последних лет по рассматриваемой проблеме в различных регионах Советского Союза. Дополнениями к этому докладу явились сообщения Ю. Я. Соловьева и Е. А. Сидякиной (Москва) о деятельности Подкомиссии по истории геологических знаний и Н. И. Кутузовой (Москва) о работе главной редакции серии «Геологическая изученность СССР», а также информации В. И. Оноприенко (Киев), Э. Н. Елисеева (Ленинград), Н. Н. Амишинского (Новосибирск) и автора этих строк о деятельности региональных отделений Советского национального объединения истории и философии науки и техники.

Не имея возможности остановиться на большинстве содержательных докладов сессии, нельзя не подчеркнуть особого интереса, с которым были выслушаны доклады известных московских ученых И. В. Крутя об изучении истории естествознания и техники, И. А. Резанова — об истории и перспективах сверхглубокого бурения на Балтийском щите и Т. Д. Ильиной и Е. В. Маджаровой — об открытии новой формы концентрации радия в земной коре, уфимских исследователей К. К. и А. К. Темиргазиных — о роли полезных ископаемых в жизни башкирского народа, чебаксарского геолога Г. Ф. Трифонова — о проблеме синтеза геологических знаний и ухтинского разведчика недр А. И. Галкина — о деятельности И. М. Губкина на руководящих постах в промышленности и георазведке. Оживленную дискуссию вызвал и доклад ереванского ученого Э. Г. Малхасяна о сейсмичности территории Армении и Спитакском землетрясении 1988 г. сопровождавшийся показом многочисленных слайдов, отснятых им в разрушенных городах. С коллективным докладом (совместно с Р. Н. Мамед-Заде, С. Б. Ахундовой и К. В. Гезаловой) об основных этапах геолого-геофизической изученности Азербайджана выступил автор этих строк.

На специальном семинаре, посвященном истории геологических исследований и поисков минерального сырья на севе-

ро-западе страны, с интересными докладами, изоблиовавшими новыми взглядами и выводами, выступили В. З. Негруца (Апатиты), а также представители Института геологии Кольского филиала АН СССР В. Г. Кударенко, Г. А. Эрте, В. И. Робонен и многие другие. Кстати, последний провел очень интересную и познавательную экскурсию по весьма богатому и представительному Музею геологии этого института. В течение двух часов мы получили обильную информацию об особенностях геологического строения Кольского п-ова, ведущих ученых-геологах, изучавших этот край и открывших здесь многочисленные месторождения различных полезных ископаемых. Естественно, что увлекательный рассказ Вильяма Ивановича не только сопровождался демонстрацией портретов и фотографий крупнейших исследователей этого края и ознакомлением с детальными геологическими картами и профилями основных сырьевых месторождений Карелии, но мы могли, как говорится, «на ощупь попробовать» образцы целого ряда полезных ископаемых и получаемых из них материалов и изделий.

Невозможно представить, сколько времени и сил надо было потратить на получение адекватной информации, если бы все это не было сконцентрировано в нескольких комнатах Музея геологии, разместившегося на последнем пятом этаже Института геологии Кольского филиала АН СССР. О непреходящем значении таких музеев говорил в своем выступлении на петрозаводской сессии и один из старейших геологов страны известный ленинградский кристаллограф проф. И. И. Шафрановский. В знак благодарности хозяевам мы подарили музею «Карту месторождений нефти и газа и перспективных структур Азербайджанской ССР» и подробную объяснительную записку к ней, которые станут «первым камнем» создаваемого петрозаводчанами стенда, посвященного другим регионам Советского Союза.

Кстати, в одном из немногочисленных пунктов решения годичной сессии КОГИ особо подчеркнута, необходимость создания и дальнейшего развития геологических музеев в научно-исследовательских институтах, университетах и вузах соответствующего профиля с целью сохранения уникальных геологических объектов и увековечивания памяти выдающихся отечественных геологов; в том же пункте содержится призыв обратить внимание на вопросы охраны заповедных «геологических памятников природы».

Проблема охраны достопримечательных геологических объектов для Азербай-

джана, щедро одаренного природой уникальнейшими их представителями, заслуживает отдельного рассмотрения, т. к. на сегодня степень актуальности этой проблемы, к сожалению, обратно пропорциональна эмбриональному состоянию ее решения. Для убедительности достаточно упомянуть, что она в самом элементарном виде решена для всемирно известных наскальных изображений Гобустана, а такие поистине «великие памятники природы», как Азыхская пещера и Бинагадинское асфальтовое озеро удостоены лишь ограждений, легко преодолеваемых любым желающим произвести в них раскопки, а то и просто «разбираемых по камням» для собственных нужд.

К сожалению, в Академии наук республики никак не решается проблема Музея геологии.

Здесь необходимо сделать отступление и напомнить, что аналогичные музеи — где лучше, где поскромнее — имеются в большинстве академических геологических институтов и соответствующего профиля вузов страны. При этом речь идет не о Москве, Ленинграде или Киеве с их классическими геологическими музеями. Сегодня такими музеями могут гордиться, например, ашхабадский Институт геологии АН Туркменской ССР или Грозненский нефтяной институт. И таких примеров можно привести с десятком.

В то же время приходится с сожалением отметить, что наш Институт геологии АН Азербайджанской ССР с его интереснейшей историей, уникальными традициями и богатейшим экспозиционным материалом никак не может организовать такой музей из-за «отсутствия помещения». Это тем более странно, что, находясь практически в одноэтажном здании по улице Низами, институт имел хотя и один, но огромный зал, в котором располагался довольно интересный геологический музей с богатым каменным и палеонтологическим материалом, собранным ведущими геологами республики. С переездом института в Академгородок на проспекте Нариманова в специально спроектированное пятиэтажное здание, геологический музей сперва получил свой «законный зал» на пятом этаже, но вскоре был изжит из него и теперь остатки его коллекций ютятся в бог знает каком виде во дворе института под «стеклянным копаком». Нет слов, что занявшие музейный зал пульсману институтского СКБ «Геофизприбор» необходимы для выполнения научно-исследовательских работ. Но нельзя было делать это за счет геологического

музея. Для одного из ведущих и старейших институтов республиканской академии, которому недавно исполнилось 50 лет, это непростительно: многое из бывшего музея уже, к сожалению, безвозвратно потеряно. Но необходимо как можно скорее изыскать возможность для организации такого музея.

Это тем более необходимо, что на базе нашего института в последние годы созданы первые в стране учебно-научные центры в АЗИНЕФТЕХИМе им М. Азизбекова и АГУ им С. М. Кирова, в которых обучаются студенты этих вузов. Опыт работы этих центров однозначно свидетельствует в пользу такой формы обучения различным геологическим специальностям, когда студенты не только слушают в специально выделенных аудиториях лекции таких видных ученых, как академики Ш. Ф. Мехтиев, С. Г. Салаев и другие, но и проходят практические занятия в специализированных лабораториях, насыщенных современным научным оборудованием. Нет сомнения, что если бы институт имел и соответствующий его уровню геологический музей, то последний оказал бы весьма существенное положительное влияние на подготовку студентов. Излишне говорить о просветительском значении такого музея для школьников нашего города. При этом нельзя забывать, что все это лишь частности и, конечно, не являются основным назначением таких музеев.

Если музей истории — память народа, то геологические музеи — это необходимый элемент составной школы будущих геологов.

У всех участников сессии неизгладимое впечатление составила почти двухсоткилометровая автобусная геологическая экскурсия по достопримечательным местам бывшей «подтоличной Сибири» — Карелии. Она включала и знакомство с еще одним замечательным «Петра творением» — г. Петрозаводском, возникшим у устья л. Лососинки вокруг заложеного в 1703 г. по указу Петра I пушечного завода и насчитывающего на сегодня около 250 тыс. жителей.

Нельзя было не восторгаться и другим творением Петра — первым российским лечебным курортом Марциальные воды, основанном более 280 лет тому назад по указу Петра I в 50 км от Петрозаводска. Естественно, что все мы испили «живую воду» его источников, широко используемую и сегодня при некоторых заболеваниях крови, желудка, печени, почек и при болезнях обмена веществ.

И конечно, же, самое яркое впечатление ожидало нас в последний день нашего пребывания в Карелии, когда удивительно гостеприимные и чуткие хозяева «подарили нам Кижы». Мы все, конечно,

много слышали и читали об этой «рукотворной сказке», ставшей местом паломничества отечественных и зарубежных туристов. И тем не менее увиденное превзошло все наши ожидания.

В ясный солнечный день после почти полуторачасового «парения на воздушной подушке» над лазурной (слава Богу, есть еще такие воды) красавицей Онегой мимо многочисленных покрытых лесами островов перед нами, словно из сказки, стали вырастать до боли знакомые по многочисленным кинокадрам и книжным иллюстрациям очертания триединого многоглавого силуэта: двух церквей и колокольни архитектурного ансамбля — Кижы. Сойдя на берег, мы, вместе с толпами иностранных туристов, в течение нескольких часов знакомились с достопримечательностями острова и прежде всего с общепризнанной вершиной русской деревянной архитектуры — величественной Преображенской церковью, срубленной легендарными мастерами без единого гвоздя почти 300 лет тому назад; по той же технологии созданы и Покровская церковь, колокольня, а также дома и часовни, свезенные сюда из разных мест округи и составляющие ныне Государственный историко-архитектурный и этнографический музей-заповедник «Кижы» под открытым небом.

Без всякого преувеличения можно сказать, что мы получили неизгладимые впечатления, как говорится, «на всю оставшуюся жизнь». О Кижях уже так много сказано и так хорошо написано, что вряд ли можно сказать лучше. Тем не менее именно здесь лишний раз убеждаешься в справедливости народной мудрости, гласящей, что лучше один раз увидеть, чем сто раз услышать (или прочитать). И видя хрупкость этих строений, столетиями украшающих нашу Землю, хочется пожелать бакинцам: «Спешите, пока не поздно, увидеть одно из самых божественных творений рук человеческих!»

Прощание с Кижями сопровождалось аккомпанементом из крупных капель летнего дождя, застигнувшего нас, к счастью, в «чреве «Кометы». И он уже не мог помешать нашему «свиданию с Кижями» — прикосновению к замечательному памятнику истории.

В целом, как проведенные сессия и семинар, так и неповторимые экскурсии лишний раз убедили нас, что история — великий учитель. Сегодня эта истина общепризнанна. И наш долг сделать всё, чтобы извлечь из уроков истории достойные ее выводы. Как в геологии, так и во всех остальных сферах человеческой деятельности.

З. А. Буниат-Заде.

У К А З А Т Е Л Ь

статей, опубликованных в журнале «Известия АН АзССР»,
Серия наук о Земле» за 1989 год

Абасов М. Т., Оруджалиев Ф. Г., Изабакаров М., Алиев Ф. С., Каракис Г. М. К повышению нефтеотдачи пластов с применением физико-химических методов воздействия, № 2, с. 3.

Аббасов З. Я. Исследование основных принципов формирования давления газа и газожидкостных систем аэрозольной структуры в скважинах, № 5, с. 11.

Абдуллаев Р. Н., Мамедов А. И., Азизбекова З. А. О степени метаморфизма в вулканогенных образованиях в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины СГ-1, № 4, с. 55.

Азадалиев Дж. А. Геолого-генетическая модель медно-порфировых формаций (на примере Малого Кавказа), № 4, с. 63.

Алескеров Б. Д., Велиев С. С., Атакишиев Р. М., Алиев А. И. Изменение климата в раннем плейстоцене по данным вещественного состава, № 6, с. 40.

Алиев А. А. Изученность карстового рельефа Азербайджанской ССР и его практическое значение, № 3, с. 35.

Алиев Б. Ш. Роль разрывных нарушений при шахтной разработке нефтяных месторождений Азербайджана, № 4, с. 10.

Алиев Р. А. Стратиграфическое распространение аммонитов в верхнем мелу Азербайджана, № 1, с. 77.

Алиев Ч. С. Перспективы нефтегазоносности Нижне-Куринской впадины по данным радиометрии, № 4, с. 18.

Ализаде А., Асланов Ш. Б., Вернадский В. И.: от биосферы до ноосферы, № 1, с. 3.

Ализаде К. А., Тихомиров В. В. Ценная монография, № 2, с. 160.

Ализаде Э. К. Дешифрирование и морфотектоническая интерпретация линейментов восточной части Большого Кавказа, № 3, с. 62.

Аллахвердиев В. Н., Юсифзаде Б. Х. Об определении абсолютной проницаемости пластов при фильтрации в них газоконденсатных смесей по данным промыслового исследования, № 2, с. 36.

Аллахвердиев Ш. И., Симонов В. И., Мамедов М. Н. Температурные условия формирования пород габбро-перидотитовой ассоциации Малого Кавказа (первое сообщение), № 4, с. 49.

Ахвердиев А. Т., Кулузаде В. А. Взаимосвязи структурно-пространственной дифференциации ландшафтов с крупными морфоструктурными элементами, № 6, с. 80.

Ахундова Г. О. К моделированию неоднородного пласта для расчета сай-клинг-процесса, № 5, с. 49.

Бабазаде Ф. А., Насруллаев И. А., Шелевой Н. Ш. Расчетное определение забойного давления, превышающего давление насыщения, № 5, с. 54.

Балакишиев Ш. А., Сафаров И. Б., Киреевкова С. М., Гасанов А. Б. Взаимосвязь упругих и плотностных свойств метаморфических горных пород при высоких термодинамических параметрах, № 4, с. 98.

Баширов О. М. О характере среднеюрских флор Грузии, № 4, с. 93.
Бернштейн А. М., Хисметов Т. В., Зазовский В. Ф., Баусин А. Д. К возможности применения комбинированных процессов теплового воздействия на пласт, № 5, с. 71.

Буряковский Л. А., Алиев Р. Ю., Кулиев Р. Д., Стефанкевич З. Б. Экспериментальные исследования акустических свойств глубокозалегающих пород-коллекторов Азербайджана в условиях уплотнения карбонатных пород, № 5, с. 103.

Буряковский Л. А. Моделирование процесса уплотнения карбонатных пород, № 5, с. 103.
Буряковский Л. А. О классификации систем размещения скважин при поисках и разведке месторождений нефти и газа, № 4, с. 25.

- Блехман В. Я., Муркес М. Н., Розенберг М. Д. О композиционном моделировании фильтрации массообменом в условиях частичной или полной сместимости фаз, № 2, с. 71.
- Везиров Д. Ш., Стреков А. С., Дадашев А. М., Цинникова С. Ц. Влияние конформации макромолекул полимера на геофизические свойства щелочно-полимерных растворов, № 2, с. 16.
- Велиев М. М., Бабаева Г. Д., Кашкай Ч. М. Статистический анализ распределения некоторых элементов группы железа в вулканических сериях щелочно-базальтоидной формации Талышской зоны, № 4, с. 77.
- Велиев С. С., Мамедов А. В., Алескеров Б. Д. Плейстоценовая история Каспийского моря и климатические ритмы Европы, № 6, с. 46.
- Гадиев Ю. Д. Сезонные и межгодовые колебания форм атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма, № 6, с. 65.
- Гарибов Я. А., Мамедбеков Э. Ш. Роль антропогенных факторов в динамике ландшафтов юго-восточного склона Малого Кавказа, № 6, с. 85.
- Горчиев А. А., Агаев Т. Д. Исследование туманов, способствующих накоплению вредных примесей в воздушном бассейне Апшерона, № 3, с. 81.
- Гумбатов А. И., Мамедов Р. М., Халилов А. И., Ахмедова А. Ф. Влияние физико-оксанографических факторов на распространение сточных вод в прибрежной зоне Апшеронского полуострова, № 6, с. 93.
- Дадашев А. А., Гулиев И. С. Изотопный состав углерода метана грязевых вулканов как показатель условий формирования и сохранения газов в недрах Южно-Каспийской впадины (ЮКВ), № 1, с. 7.
- Дадашев А. А., Гулиев И. С., Фейзуллаев А. А. Изотопно-геохимическая характеристика природных газов Южно-Каспийской впадины (ЮКВ) и обрамляющих горных систем, № 4, с. 29.
- Дадашев А. М., Мамедова С. А. Химический состав газов рудных месторождений Большого Кавказа, № 4, с. 38.
- Дадашев Ф. Г., Дадашев А. М., Галант Ю. Б., Брескина Г. Л., Севдимова Е. Д. Газогеохимическая характеристика района строительства Шамхорского водохранилища, № 1, с. 31.
- Дадаш-заде М. А. Исследование гидравлического сопротивления при течении двухфазных смесей в вертикальных трубах, № 5, с. 18.
- Джалалов Г. И., Ибрагимов Т. М. К интерпретации данных нестационарной фильтрации нефти и газа по вариационным методам идентификации, № 5, с. 60.
- Джалалов Г. И. Об одном приближенном методе решения нелинейной задачи установившейся фильтрации жидкостей в кусочно-однородной среде, № 5, с. 38.
- Джалалов Г. И. Об одном приближенном методе решения задачи фильтрации жидкостей к системе скважин в трещиновато-пористых залежах, № 2, с. 24.
- Джалилов К. Н., Рустамов Я. Р. Движение газа в многослойных законах фильтрации, № 5, с. 31.
- Джалилов З. И. Влияние состава пород на газоотдачу пласта при высоких температурах, № 2, с. 66.
- Джалилов К. Н., Джафаров Н. Д., Казымов Т. И. Упрощенная схема расчета характеристик разработки нефтяных залежей при водонапорном режиме, № 2, с. 53.
- Джалилов К. Н., Пашаева Т. Ш. О расчетных схемах смешивающегося вытеснения, № 2, с. 7.
- Джафаров И. С., Кузьмина-Герасимова, Курбанов Р. А. Повышение надежности выделения пластов-коллекторов комплексированием различных кластер-процедур, № 2, с. 30.
- Джафаров Н. Д. Об интерференции несовершенных галерей в анизотропной пористой среде, № 2, с. 40.
- Джафаров И. С., Адигезалова А. А., Мустафаев Р. Т. Использование диаграмм электрокаротажа для определения интервального времени пробега волны, № 2, с. 122.
- Джаваншир Р. Д., Казиева М. А. Совершенствование методики выделения зон АВПД и количественной оценки поровых давлений по материалам акустического каротажа, № 2, с. 143.
- Джаваншир Р. Д., Байрамалибеyli Н. И., Казиева М. А. Изучение особенностей уплотнения глинистых пород и количественная оценка поровых давлений по материалам галима-каротажа, № 2, с. 116.
- Джаваншир Р. Д., Ахвердиев А. М., Хисметов Т. В. Предпосылки использования акустических методов для осуществления контроля за процессом внутрислоевого горения, № 5, с. 97.
- Жданов А. С. Изучение резервуаров продуктивных слонсто-неоднородных карбонатных толщ ритмо-корреляционным методом, № 2, с. 137.
- Закиров С. Н., Щепкина Н. Е., Брусиловский А. И. Математическое моделирование стационарного неизоэтермического движения газодвижных и газоконденсатных систем в скважинах, № 5, с. 3.
- Закиров С. Н., Брусиловский А. И., Крылова Г. Г. Моделирование протнвоточного неизоэтермического движения флюидов в лифтовых трубах и трубном пространстве, № 5, с. 23.
- Залманова М. А. Исследование взаимовытеснения углеводородной жидкости и воды в вертикальном единичном капилляре при повышенных температурах, № 5, с. 76.
- Иманов А. А., Сулейманов Т. Х. Оценка некоторых свойств глинистых покрышек залежей нефти и газа при высоких термобаристических параметрах, № 2, с. 149.
- Иманов А. М., Сендов А. Г., Гулиева Н. А. Ярзнты осадочных отложений Азербайджана, № 6, с. 105.
- Иманов Ф. А., Фатуллаев Г. Определение низкого стока рек Восточного Кавказа, № 6, с. 100.
- Иманова О. М., Сендов А. Г., Иманов А. М. Физико-химические особенности силикатного типа пигментного сырья Азербайджанской ССР и рациональные области их применения, № 4, с. 85.
- Исаева М. И. Палеомагнетизм палеогеновых отложений Малого Кавказа, № 4, с. 105.
- Исаева М. И., Мамедова Н. Р. Палеомагнитные исследования опорных разрезов Среднекуринской депрессии (плиоцен-плейстоцен), № 3, с. 123.
- Исаева М. И., Воробьева Г. П. Магнитные свойства образцов керна Саатлинской сверхглубокой скважины СГ-1, № 1, с. 114.
- Исрафилов Р. Г. Особенности формирования режима грунтовых вод Апшеронского полуострова под влиянием интенсивной водохозяйственной деятельности, № 3, с. 128.
- Искендеров А. Д., Гардашов Т. Б., Ибрагимов Т. М. Решение задачи Стефана для квазилинейного уравнения фильтрации в автомодальном режиме, № 2, с. 85.
- Кенгерли Т. Н., Велиев Г. О. Электрические предвестники землетрясений Исмаиллы-Шемахинского сейсмоактивного полигона, № 1, с. 101.
- Кошкарлы Р. О. Стратиграфическое значение палеогеновых Prinsiacae Азербайджана и их развитие, № 1, с. 82.
- Кулиев А. М., Касумов Н. В. Экспериментальное исследование неизоэтермической фильтрации нефти в пористой среде, № 5, с. 43.
- Кулиев Р. Д. Экспериментальные исследования электропроводящих свойств глубокозалегающих пород-коллекторов Азербайджана в условиях моделирующих пластовых, № 2, с. 130.
- Кулиев Ф. Т. К методике уточнения исходной сейсмичности, № 1, с. 109.
- Кулиев Ф. Т., Панахи Б. М., Агаева С. Т. Оценка сейсмической угрозы сооружений Кирзанского гидроузла, № 4, с. 116.
- Кулизаде В. А. Некоторые закономерные связи месторождений полезных ископаемых с морфоструктурами, № 3, с. 30.
- Кондрушкин Ю. М., Ахмедов А. М., Крутых Л. Г., Рагимли А. А., Сираджев А. А. К методике изучения разреза многопластовых месторождений нефти и газа, № 5, с. 112.
- Кязимов С. М., Алимов А. К. Расчет прогноза уровня и минерализации грунтовых вод методом водно-солевого баланса орошаемых земель аридной зоны, № 3, с. 132.
- Лысенко Н. И., Алиев Г. А. Альбский кризис в истории развития нериненд, № 1, с. 63.
- Мамедов А. В., Алескеров Б. Д. Новые данные о стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена Каспия, № 3, с. 12.
- Мамедов А. В., Свиточ А. А., Алескеров Б. Д., Атакишиев Р. М., Янина Т. А. Новые данные о плейстоцене Аджиноура (опорные разрезы Караджа и Дуздаг), № 3, с. 41.
- Мамедов А. С., Мустафаева П. Г. Об одной модели для исследования климата с применением ее в Закавказском регионе, № 3, с. 87.

Мамедова Л. Д. Маргинулиноиссы из эоценовых отложений Нахичеванской АССР, № 1, с. 70.

Мамедъяров М. М. Гидродинамические условия формирования подземных вод Нахичеванской ССР, № 1, с. 127.

Мазанов Д. Д. Колчеданно-медно-свинцово-цинковая рудная формация Большого Кавказа, № 4, с. 43.

Мамиев В. С. Определение давления и функции интенсивности отбора при движении жидкости к несовершенной скважине, № 2, с. 92.

Мамедализаде М. О. Ландшафты флювиальных типов селевых очагов селеносных бассейнов рек Южного склона Большого Кавказа и отражение их на аэрофотоснимках, № 3, с. 55.

Мехтиев Ф. Д., Новожилова О. Г., Матвеев В. Н., Таиров Н. Д. Взаимосвязь коэффициента вытеснения и энергии отрыва капли углевода от твердой подложки, № 2, с. 11.

Мехралиев Э. К. «Интегрирующая полоса» и «коридор связи» как главный фактор расселения населения горных районов, № 3, с. 101.

Мурадова Ф. А., Эфендиев А. А. Особенности геотермического режима среднекуринской впадины, № 1, с. 21.

Набиев Г. Л. Неустойчивость и удельная влажность воздушных масс в период селеобразования на территории Азербайджанской ССР, № 3, с. 69.

Нишанов С. А., Ширинов Н. Ш. Ярусность рельефа и ландшафтов западной части горной системы Туркестанского хребта и прилегающих равнин, № 3, с. 48.

Нуриев Э. Б. О некоторых терминах и апелятивах в топонимии Азербайджанской ССР, № 3, с. 110.

Новрузов З. А. Некоторые данные по компонентному составу естественной остаточной намагниченности вулканитов разреза Саатлинской скважины, № 1, с. 119.

Новрузов З. А. Магнитные характеристики зерна Саатлинской скважины (СГ-1) в интервале глубин 7000—8126 м, № 4, с. 110.

Новрузов Н. А., Мурадханова Г. А., Чалабиев Г. А. Особенности распределения элементов-примесей в рудах Кацагского месторождения, № 4, с. 72.

Оруджалиев Ф. Г., Ганиев Н. М. Влияние расположения скважин на вытеснение нефти газом, № 2, с. 46.

Оприц М. А., Виноградов М. К. О фазовых процессах в углеводородных скоплениях на больших глубинах, № 5, с. 86.

Панахи К. И., Кантор С. А. Определение участков концентрации химических элементов методом «преобладающего направления», № 1, с. 52.

Рагимов В. А., Гаднев Ю. Д. Распределение годовых величин абсолютной влажности воздуха с высотой на территории Азербайджанской ССР, № 3, с. 75.

Рагимов М. К. Учет метеорологических условий при аэрофотосъемке растительности в АзССР, № 6, с. 60.

Расулов М. А., Фейзуллаев Х. А. Метод сеток для многомерного нелинейного уравнения параболического типа с вырождением, № 2, с. 79.

Расулов Р. А. Возмущенные движения в верхней мантии, № 2, с. 109.

Рамазанов Т. К. Нелокально-упругий режим фильтрации в трещиновато-пористой среде, № 2, с. 99.

Рустамов Р. И. Основные гидрогеологические закономерности плиоценовых отложений Куринской и Западнотуркменской впадин, № 1, с. 37.

Рустамов М. И. Палеозойский магматизм Даралагеза—северной окраины Ирано-Аравийского континента, № 1, с. 44.

Садыков М. О., Теймурханлы Р. А., Алиева С. Г. О некоторых актуальных вопросах делимитации в организации системы расселения на юге СССР, № 3, с. 105.

Салаев С. Г., Алиев Б. Ш. Литолого-фациальные особенности ПТ Азербайджана и их значение при шахтной разработке нефтяных месторождений, № 4, с. 3.

Салимова С. Г. Методический подход к вопросу экономической оценки качества нефти с народнохозяйственных позиций (на примере Азербайджанской ССР), № 2, с. 115.

Сафаров А. С. О некоторых вопросах геоморфологии, № 3, с. 26.

Сейдалиев А. С. К вопросу выделения генетических типов оползцев в пределах полосы железной дороги Баку—Норашен и эффективности борьбы с ними, № 6, с. 33.

Стреков А. С. Механизм фильтрации щелочно-полимерных растворов через пористые среды, № 5, с. 80.

Султанова Ч. А., Шацкий А. В., Макагонова О. В. Выбор оценки коэффициента расчлененности продуктивных пластов при моделировании процесса нефтеизвлечения, № 5, с. 117.

Тагиева Е. Н. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в горах Восточного Закавказья, № 6, с. 53.

Таиров Н. Д., Джалилов З. И. Влияние температуры на вытеснение газа водой, № 5, с. 67.

Таиров Н. Д., Кулиев А. М., Гусейнов М. Ф. Повышение отмыва нефти с поверхности битуминозных пород, № 2, с. 61.

Таиров Н. Д., Керимова Ф. Г., Залманова М. А. Влияние pH воды на капиллярное вытеснение углеводородной жидкости при высоких температурах, № 5, с. 91.

Таирвердиев Х. К. Особенности развития рельефа Куринской впадины в позднем плиоцене, № 3, с. 20.

Таирвердиев Х. К., Сафаров А. С. О денудационном срезе низгорий Шемаха-Кобьстанской области и Апшерона, № 6, с. 28.

Таирвердиев Х. К. Эоплейстоценовая история развития рельефа Куринской впадины (апшеронский век), № 6, с. 22.

Таирвердиев Х. К., Сафаров А. С. Палеорельеф Шемаха-Кобьстанской области и Апшерона в олигоцене — позднем миоцене, № 6, с. 16.

Халилов Г. А. О проблемах геоморфологии и возможностях их решения, № 6, с. 9.

Халафов А. А., Коробанов В. В. Палеомагнетизм нижнесенонских отложений восточной части Вандамского антиклинория (Талыстанчай—Мюджичай), № 1, с. 123.

Хеиров М. Б., Алиев А. Д., Сафаров О. Б. Минералогический состав глинистых пород — продуктов извержений грязевых вулканов, № 1, с. 13.

Ширинов О. Н. Некоторые особенности новейшей тектоники и развития морфоструктур северо-восточного Азербайджана, № 1, с. 59.

Ширинов О. Н. Динамика неотектонических движений позднеорогенного этапа в северо-восточном Азербайджане, № 3, с. 115.

Ширинов Н. Ш., Нишанов С. А. История развития рельефа междуречья Сырдарья и Зерафшана, № 6, с. 3.

Ширинов Н. Ш., Нишанов С. А. Геоморфология западных отрогов Туркестанского хребта и прилегающих равнин, № 3, с. 3.

Эюбов А. Д., Алиев И. И. Экологические условия и перспективы развития города Баку, № 3, с. 97.

Эюбов Н. Г., Эфендиев В. А. Место бакинской агломерации в системе городских агломераций СССР, № 3, с. 92.

Эюбов Ф. А. О закономерностях многолетних колебаний стока взвешенных наносов рек Малого Кавказа и Талыша, № 6, с. 71.

Краткое научное сообщение

Агамирзоева Э. А., Гусейнова Т. А. Физико-химические свойства палеоген-миоценовых нефтей, № 1, с. 137.

Алиев Ф. С., Зархи В. В. Литология и физико-механические свойства пород продуктивной толщи поднятия камня Два Брата, № 4, с. 123.

Ализаде К. А., Алиева Л. И. Новые данные о возрасте надакчагыльской континентальной толщи разреза Нафталан (Азербайджанской ССР), № 4, с. 121.

Сеидов А. Г., Бабаев И. А., Алиев И. Дж., Зохранова В. Р. О новом проявлении алунита в меловых вулканитах Агджакендского прогиба (Малый Кавказ), № 1, с. 132.

Хроника

Аббасов З. Я. Методы моделирования подъемного лифта скважин, № 5, с. 122.

Буният-заде З. А. История — великий учитель, № 6, с. 112.

Буният-заде З. А. Первое совещание стран СЭВ по энергоносителям, № 1, с. 139.

Веллев С. С., Работина Е. Н. Международная конференция «проблемы голоцена», № 6, с. 110.

Н. Ш. Ширинов, С. Ә. Нишанов. Сырдәрја вә Зәрәвшан арасында релјефин инкишаф тарихи	3
Һ. А. Хәлилов. Кеоморфолокиянын проблемләри вә онларын һәлли һаггында	9
Х. К. Танрывердијев, А. С. Сәфәров. Шамаһы—Гобустан вә Абшеронун палеорелјефи Оликосен-Үст миоцендә	16
Х. К. Танрывердијев. Күр чөкәклији релјефинин Еоплејстосен (Абшерон) инкишаф тарихи	22
Х. К. Танрывердијев, А. С. Сәфәров. Абшерон вә Шамаһы-Гобустан алачдаағлыгларында денудасион кәсим һаггында	28
А. С. Сејидәлијев. Бақы-Норашен дәмрјолу боју сүрүшмәләрин кенетик типләри вә онлара гаршы мубаризә тәдбирләри һаггында	33
Б. Ч. Әләскәров, С. С. Вәлијев, Р. М. Атакишијев, Ә. И. Әлијев. Чөкүнтүләрин мадди тәркибинә әсасән еркән плејстосендә Азәрбајчанын иғлими	40
С. С. Вәлијев, Ә. В. Мәммәдов, Б. Ч. Әләскәров. Плејстосендә Хәзәр дәнзинин инкишаф тарихи вә Авропанын иғлим ритмләри	46
Ј. Н. Тағыјева. Шәрғи Загағғазияда спор-тозчуг спекторларынын формалашмасы хусусијјәтләри	53
М. К. Рәһимов. Азәрбајчан ССР-дә биткиләрин аерошәкилләринин чәкил-мәсиндә метеорологи шәрәнтин нәзәрә алынмасы	60
Ј. Ч. Һадыјев. Вангенгеймин атмосфер сиркулјасиясы формаларынын иҗлик вә мөвсүми тәрәддүдләри	65
Ф. А. Әјјубова. Кичик Гағғаз вә Талыш чајларында асылы кәтирмәләр ахымынын чохиллик тәрәддүдүнүн ганунаујғунлуғларына данр	71
Һ. Т. Һагвердијев, В. Ә. Гулузадә. Ландшафтын структур-эрази парчаланмасынын ири морфоструктур ваһидләрлә гаршылығлы әлағәси	80
Ј. Ә. Гәрибов, Е. Ш. Мәммәдбәјов. Кичик Гағғазын чәнуб-шәрғ јамачы ландшафтларынын динамикасында аитропокен амилләрин ролу	85
А. И. Һүмбәтов, Р. М. Мәммәдов, А. И. Хәлилов, А. Ф. Әһмәдова. Чиркаб суларынын Абшерон јарымадасынын саһил зонасында јайыл-масына физики-океанографик амилләрин тәсири	93
Ф. А. Иманов, Һ. Ј. Фәтуллајев. Шәрғи Гағғазда ашағы ахымын тәјјин едилмәси	100
Ә. М. Иманов, А. Һ. Сејидов, Н. А. Гулијева. Азәрбајчанын чөкмә сүхурларында јайылмыш јарозит һаггында	105

Хроника

С. С. Вәлијев, Е. Н. Работина. «Голосен проблеми» бејнәлхалғ конфраһсы	110
З. А. Бүнјадзадә. «Тарих бөјүк мұәллимдир»	112

Н. Ш. Ширинов, С. А. Нишанов. История развития рельефа между-речья Сырдарьи и Зеравшана	3
Г. А. Халилов. О проблемах геоморфологии и возможностях их решения.	9
Х. К. Танрывердиев, А. С. Сафаров. Палеорельеф Шемаха-Кобы-танской области и Апшерона в олигоцене—позднем миоцене	16
Х. К. Танрывердиев. Эоплейстоценовая история развития рельефа Куринской впадины (Апшеронский век)	22
Х. К. Танрывердиев, А. С. Сафаров. О денудационном срезе низко-горий Шемаха—Кобытанской области и Апшерона	28
А. С. Сейдалиев. К вопросу выделения генетических типов оползней в пределах полосы железной дороги Баку—Норашен и эффективности борьбы с ними	33
Б. Д. Алескеров, С. С. Велиев, Р. М. Атакишиев, А. И. Алиев: Изменение климата в раннем плейстоцене по данным вещественного состава	40
С. С. Велиев, А. В. Мамедов, Б. Д. Алескеров. Плейстоценовая история Каспийского моря и климатические ритмы Европы	46
Е. Н. Тагиева. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в горах Восточного Закавказья	53
М. К. Рагимов. Учет метеорологических условий при аэрофотосъемке растительности в Азербайджанской ССР	60
Ю. Д. Гадиев. Сезонные и межгодовые колебания форм атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма	65
Ф. А. Эюбова. О закономерностях многолетних колебаний стока взвешен-ных наносов рек Малого Кавказа и Талыша	71
А. Т. Ахвердиев, В. А. Кулузаде. Взаимосвязи структурно-простран-ственной дифференциации ландшафтов с крупными морфоструктурными элементами	80
Я. А. Гарибов, Э. Ш. Мамедбеков. Роль антропогенных факторов в динамике ландшафтов юго-восточного склона Малого Кавказа	85
А. И. Гумбатов, Р. М. Мамедов, А. И. Халилов, А. Ф. Ахме-дова. Влияние физико-океанографических факторов на распространение сточных вод в прибрежной зоне Апшеронского полуострова	93
Ф. А. Иманов, Г. Ю. Фатуллаев. Определение низкого стока рек Восточного Кавказа	100
А. М. Иманов, А. Г. Сеидов, Н. А. Гулиева. Ярозиты осадочных отложений Азербайджана	105

Хроника

С. С. Велиев, Е. Н. Работина. Международная конференция «проб-лемы голоцена»	110
З. А. Буннат-Заде. «История—великий учитель»	112