

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XLVII

АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ
ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



Главный редактор
Академик А. В. СИДОРЕНКО

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1972

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
УПРАВЛЕНИЕ СОВЕТА МИНИСТРОВ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
ПО ГЕОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XLVII

АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ
ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *Ш. А. Азизбеков*

Соредакторы: *К. А. Ализаде, Э. Ш. Шихалибейли, Т. Г. Гаджиев*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1972

<http://jurassic.ru/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.

БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

РОГОВСКАЯ Н. В.

РОЖКОВ И. С.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВИЧ В. В.

СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

ТРОФИМУК А. А.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕГЛОВ А. Д.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XLVII ТОМА

Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, Р. Р. АГАКИШИБЕКОВА, А. А. АЛИ-ЗАДЕ, К. А. АЛИ-ЗАДЕ,
М. М. АЛИЕВ, А. М. АХМЕДОВ, Г. А. АХМЕДОВ, А. С. БАЙРАМОВ,
Т. Г. ГАДЖИЕВ, Б. П. ЖУЗЕ, М. А. КАШКАЙ, Ш. Ф. МЕХТИЕВ, А. Д. СУЛТАНОВ,
А. Г. ХАЛИЛОВ, Э. Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ, Т. Х. ЭФЕНДИЕВ, А. А. АКУБОВ



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



Геология СССР. Том XLVII. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М., «Недра», 1972. 520 с. [М-во геол. СССР. Упр. СМ АзССР по геол.]. Работа представляет сводку всех последних материалов по геологическому строению территории Азербайджана. Она содержит характеристику стратиграфии отложений от докембрийских до четвертичных включительно; данные о вещественном составе и характере проявления магматизма во времени; сведения по сейсмичности и грязевому вулканизму. Для основных структурных элементов Азербайджана — мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа и Куринской впадины — приводится их внутреннее строение, определяется роль пликтивной и дизъюнктивной дислокаций в их структуре, дается анализ глубинного строения с геологической интерпретацией геофизических полей, становления современного структурного плана и его отражение в рельефе в связи с проявлением новейших тектонических движений. К тому приложены схематическая геологическая карта и тектоническая схема АзССР, м-ба 1:1 000 000. Таблиц 12, иллюстраций 57, список литературы — 516 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Азербайджанская ССР является важной нефтяной базой СССР. Кроме нефти и горючего газа недра республики богаты черными, цветными, редкими, благородными металлами, химсырьем, а также строительными, огнеупорными, адсорбционными материалами, цементным сырьем и др.

Азербайджанский отрезок Альпийского пояса Евразии состоит из разнопостроенных складчатых систем Большого Кавказа, Малого Кавказа и разделяющего их Куринского межгорного прогиба с присущим каждому из них особым тектоническим развитием от позднего протерозоя до антропогена включительно.

После опубликования в 1952—1957 гг. томов «Геология Азербайджана» в результате детальных исследований коллектива геологов Азербайджана был собран и проанализирован большой фактический материал, позволивший на современном научном уровне осветить стратиграфию (от девона до антропогена), магматизм, тектонику, грязевой вулканизм, сейсмичность, геоморфологию, глубинное строение и историю геологического развития.

На основе этого изучения установлена закономерность в размещении и формировании различных месторождений полезных ископаемых (нефти и газа, черных, цветных, редких, благородных металлов и др.), разведка которых подтвердила их промышленное значение.

Однако эти успехи ставят новые задачи в изучении геологии и нефти-, газо- и рудообразования в различных регионах Азербайджана. За последние годы большие успехи достигнуты в области фаунистического расчленения девон-триасовых отложений Нахичевани. Вместе с тем дальнейшие исследования должны выяснить наличие в этой области нижнего палеозоя, установить объем среднего девона и карбона, а также выявить взаимоотношения перми и триаса.

Детальными палеонтолого-стратиграфическими исследованиями удалось внести много нового в изучение юрских отложений Азербайджана. Так, в пределах Малого Кавказа, в верховьях рек Асрикчай и Гасансу, фаунистически доказано наличие геттангского, синемюрского, плинсбахского, тоарского и нижнеааленского ярусов в песчано-глинистой фации. Вместе с тем неизвестен истинный объем нижней вулканической толщи, предположительно относящейся к нижнему байосу. В разрезах позднеюрских отложений восточной части Малого Кавказа за последние годы удалось выделить отложения келловея, оксфорда, кимериджа и титона. Тем не менее необходимо продолжить эти исследования для более обоснованного выделения отложений. В стратиграфо-палеонтологическом изучении юрских отложений южного склона Большого Кавказа достигнуты определенные успехи. В песчано-глинистых отложениях нижней и средней юры в некоторых его пунктах найдена фауна тоара, нижнего аалена и байоса, ранее считавшихся немymi. Однако требуется аналогичные работы произвести в пределах приво-

дораздельной части этой области и доказать соответствие их с такими северного склона, где они фаунистически хорошо обоснованы.

В настоящее время в восточной части южного склона в бассейнах рек Ахоччай и Геокчай выделяют отложения средней юры и альб-сеномана в вулканогенной фации, требующие своего доказательств. Казалось бы, меловые отложения Азербайджана изучены всесторонне и расчленены на соответствующие ярусы. Однако флишевые отложения верхнего мела Юго-Восточного Кавказа и южного склона Большого Кавказа требуют детальных исследований. Этим было обусловлено, что до последних лет нижнемеловые отложения Северо-Восточного Азербайджана (Тенгино-Бешбармакский антиклинорий) в ряде мест включались в состав верхнеюрских отложений. Изучение этих отложений позволит уверенно установить характер перехода от юры к мелу и детально расчленить нижнемеловые отложения этой области.

За последнее десятилетие на Малом Кавказе вопреки прежним представлениям удалось установить широкое распространение нижнемеловых (валанжин—апт) отложений. Предстоит более подробное расчленение таковых с установлением площади их распространения. Верхнемеловые отложения Малого Кавказа — особенно его центральной части — фаунистически слабо изучены и требуют детального расчленения. До сего времени для многих районов еще не решен вопрос наличия или отсутствия сеноманского, туронского, коньякского и сантонского ярусов верхнего мела. Пока не решен вопрос принадлежности датского яруса к меловой или третичной системе. В Азербайджане следует серьезное внимание уделять изучению пограничных отложений мела и палеогена, неогена — антропогена. Еще недостаточно детально изучены палеоцен-эоценовые отложения центральной части Малого Кавказа и в зонах перехода к Куринскому межгорному прогибу. Не везде еще уверенно проводятся границы между олигоценом и миоценом. Если неогеновые морские отложения изучены хорошо, то континентальные их аналоги мало исследованы. До сего времени нет уверенности в выделении аналогов продуктивной толщи в Западном Азербайджане (Аджиноур).

Особенно серьезное внимание следует обратить на стратификацию континентальных четвертичных отложений, изучение их вещественного состава, получение данных спорово-пыльцевого анализа и сопоставление их с сопредельными областями Кавказа. Необходимо вести тщательную параллелизацию морских, озерных, ледниковых, речных и вулканогенных четвертичных отложений.

В стратификации палеозойских, мезозойских, кайнозойских отложений неопределимую роль должны сыграть методы определения абсолютного возраста горных пород, а также и палеомагнетизма. Палеовулканологические исследования с целью установления особенностей, причин, условий и характера вулканических процессов все еще требуют усиленных работ. Многие требуется проделать для решения вопросов, связанных с петрологией магматических образований в эффузивной, интрузивной и субвулканических фациях.

Формационный анализ еще мало применяется в геологических интерпретациях. Необходимо серьезное внимание уделять выделению осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенно-плутонических, магматических формаций с тем, чтобы создать надежную основу классификации тектонических формаций, отражавших в себе все особенности развития области от раннего палеозоя до современной эпохи.

В изучении тектоники Азербайджана необходимо одновременно с детализацией строения отдельных структур (складчатых, разрывных, покровных, магматических и др.) приступить к выяснению взаимоотно-

шения их в пространстве и во времени. Необходимо более детально изучить генезис и морфологию складчатых и разрывных структур с целью установления морфогенетической классификации.

Для установления механизма и причин тектонических, магматических и метаморфических явлений необходимо применение комплекса геофизических исследований, которые явятся базой для разработки методов прогноза землетрясений и глубинных процессов.

В настоящее время очень важное значение для выявления новых, скрытых в глубинах Земли месторождений полезных ископаемых имеет изучение физики земных недр, сейсмологии, геотермики и геомагнетизма; закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых, связанных с формациями осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических пород; эволюции процессов рудообразования по специальным генетическим группам; закономерностей распределения нефтегазовых месторождений; геохимии нефти и газа; коллекторов и коллекторских свойств пород.

Эти и другие более детальные работы в конечном итоге позволят не только правильно понять геологическое строение и развитие территории Азербайджана за длительную историю ее становления, но и дадут возможность установить перспективность в размещении месторождений полезных ископаемых.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Первый этап. Выходы нефти и газа на территории Азербайджана известны с X в. и о них упоминается в трудах таких знаменитых ученых историков, путешественников, как А. Масуди, Истархи, Марко Поло и др. В работах Марко Поло (XIII в.) имеются сведения о добыче нефти (источников) на о. Святом (о. Артема), а по Западному Азербайджану (на границе с Грузией) приведено морфологическое описание нефтяных колодцев и естественных выходов нефти с указанием их производительности и т. д.

В 1683 г. Баку посетил Е. Кемпфер. Им дается сравнительно более полное описание местоположения нефтяных колодцев, характера и мощности почти разработывавшихся тогда нефтесодержащих пластов, морфологических особенностей выходов нефти и газа, характера залегания нефтесодержащих пород, качества нефтей, дебитов отдельных нефтяных колодцев и т. д. В 1654 г. в Балаханах азербайджанцем Аллахяр Мамед Нури оглы был прорыт первый нефтяной колодец глубиной 35 м. Уже в 1735 г. в Балаханах насчитывалось 52 колодца, из которых нефть вычерпывалась кожаными ведрами. В 1816 г. в Баку уже было 116 колодцев, максимальная глубина которых не превышала 30 м. Более того, еще в начале XIX в. бакинец Касымбек впервые в мире добывал нефть со дна Каспия из колодцев, сооруженных в 20—30 м от берега. Первые сравнительно подробные сведения о нефтяных колодцах на Балаханской площади приводятся Н. Лерхе (1735 г.). Описание же «вечных огней» у с. Сураханы, извержений грязевых вулканов, широко развитых на Апшеронском полуострове, впервые даны И. Ганвеем (1790 г.), Э. И. Эйхвальдом (1820 г.), Гамба и Дейхманом (1827 г.) и Г. О. Ленцем (1846 г.).

Еще в XVIII в. богатые месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых Азербайджана служили объектом исследования русских естествоиспытателей (А. А. Мусин-Пушкин, Э. И. Эйхвальд и др.). Изучению рудных месторождений Азербайджана в начале прошлого столетия положили начало Вяткин (1805 г.) и Э. И. Эйхвальд (1817—1819 гг.), исследовавшие железорудное Дашкесанское и алуитовое Загликское месторождения.

О геологическом строении Западного Апшерона первые сведения встречаются в работе А. Гумбольдта (начало XIX в.), посвященной описанию извержения грязевого вулкана Боздаг (Кобийский), а также нефтяных месторождений Азербайджана.

Началом научного геологического изучения территории Азербайджана следует считать 20-е годы XIX в. В 1827 г. впервые нефтяные колодцы Бакинского района подробно описал горный инженер Н. И. Воскобойников, положивший начало исследованиям нефтяных месторождений Апшеронского полуострова.

Э. И. Эйхвальдом в 1825—1826 гг. описан ряд окаменелостей из плиоценовых и миоценовых отложений Азербайджана. Его исследова-

ния в 1834 г. были посвящены геологическому описанию Каспийского моря и палеонтологии мезозойских отложений Азербайджана. Э. И. Эйхвальд занимался также подробным описанием нефтяных колодцев Апшеронского полуострова, а также дал описание Загликского месторождения алунита. В его работах впервые упоминается о единстве стратиграфического уровня большинства нефтяных колодцев Апшеронского полуострова.

Планомерное изучение начинается исследованиями крупного русского ученого Г. В. Абиha, начатыми на Кавказе в 1844 г. и продолжавшимися до 1877 г. Они были посвящены различным вопросам геологии Кавказа и, в частности, нефтеносным районам Азербайджана. Начав с изучения отдельных явлений природы — выходов газа, изменения уровня Каспийского моря, землетрясений, извержений грязевых вулканов, Г. А. Абиh выдвинул ряд ценных положений о закономерностях в распределении грязевых вулканов в связи с тектоникой области, приуроченности скоплений нефти к сводам антиклинальных поднятий, об образовании залежей нефти путем далекой радиальной миграции и т. д. Г. В. Абиhом была составлена и опубликована геологическая карта Апшеронского полуострова в масштабе 1 : 168 000, даны схематический стратиграфический и литологический разрезы отложений и их палеонтологическая характеристика. В известной монографии «Нефтяная промышленность в Пенсильвании и на Кавказе» были освещены итоги проведенных автором в течение более 30 лет геологических исследований по изучению строения и перспектив нефтяных месторождений Апшеронского полуострова и примыкающих к нему участков Кавказа. Особое внимание в этой работе уделено связи между грязевулканическими явлениями и нефтеносностью.

В Нахичевани впервые Г. В. Абиhом открыты и палеонтологически охарактеризованы девонские, каменноугольные и пермские отложения. Им же установлено присутствие на Кавказе юрских, меловых и неогеновых отложений. Труды Г. В. Абиha заложили основу палеонтолого-стратиграфического изучения Кавказа, в том числе и Азербайджана. Кроме работ Э. И. Эйхвальда и Г. В. Абиha палеонтолого-стратиграфические исследования на территории Азербайджана проводили Ф. Фрех, Г. Артагер. В 1869—1870 гг. Г. Г. Цулукидзе, В. И. Архипов и Г. Б. Халатов дали геологическое описание Нахичеванской области. В 1872 г. Г. Г. Цулукидзе, Р. Крафтом и В. И. Архиповым было издано геологическое описание Апшеронского полуострова.

Началом промышленной разработки нефти в Азербайджане следует считать 1871 г. Вопросы геологии и нефтеносности отдельных месторождений Азербайджана, главным образом Апшеронского полуострова, рассматриваются в работах Л. Ф. Бацевича (1881—1885 гг.), А. Коншина (1894 г.), Н. И. Андрусова (1895 г.), А. И. Сорокина (1898 г.), Н. И. Лебедева (1899 г.) и др.

Второй этап истории геологического изучения начинается с организации Кавказского горного управления в 1880 г., Геологического комитета в 1882 г. и различных обществ естествоиспытателей. В результате проводимых региональных исследований Л. Ф. Бацевичем в 1881 г. была опубликована работа «Геологическое описание Апшеронского полуострова».

Н. И. Андрусовым (1895 г.), К. И. Богдановичем (1902—1906 гг.), Д. В. Голубятниковым (1904 г.) дана стратиграфическая схема мезозойского и третичного комплексов. Н. И. Андрусов, изучив палеонтологию миоцен-плиоценовых отложений, предлагает первую схему стратиграфии кайнозоя Азербайджана. К. И. Богданович дает первую стратиграфическую схему мезо-кайнозоя Большого Кавказа и т. д. Рабо-

тами И. М. Губкина (1914—1916), Д. В. Наливкина и др. в стратиграфию мезо-кайнозойских отложений Азербайджана вносятся существенные уточнения и дополнения.

Геологические исследования в нефтеносных областях велись под руководством геологов Геолкома — Д. В. Голубятникова и И. М. Губкина. Значительным вкладом в изучение морфологии нефтяных залежей являлись обстоятельные описания Д. В. Голубятниковым (1914) Биби-Эйбатского и Н. И. Ушейкиным (1916) Балаханы-Сабунчи-Раманинского и Сураханского месторождений на основе структурных карт и детальных геологических профилей. Д. В. Голубятников впервые в России начал изучение пластовых вод нефтяных месторождений Апшеронского полуострова и был пионером в проведении геотермических исследований. В трудах И. М. Губкина рассматривались вопросы региональных исследований нефтяных месторождений Азербайджана.

В числе исследователей того времени следует отметить и Абдул Кадыр Эфендиева, первого азербайджанца горного инженера, занимавшегося изучением геологического строения Фатмаинского нефтеносного района Апшеронского полуострова (1911 г.). Необходимо упомянуть также азербайджанского просветителя и естествоиспытателя Гасанбека Зардаби, а из горных инженеров — Фаррухбека Джаваншира.

В эти годы геологами Геологического комитета М. В. Абрамовичем, Н. И. Андрусовым, С. М. Аapresовым, К. И. Богдановичем, П. Г. Воларовичем, К. П. Калицким, Я. И. Ледневым, К. В. Харичковым, С. И. Чарноцким и др. проводится геологическая съемка нефтеносных площадей как Апшеронского полуострова, так и других областей Азербайджана — Прикаспийского района, Прикуринской низменности, Шамахино-Кобыстанской области.

В работах Г. В. Абиha, А. Коншина, В. Меллера и др. приводятся первые сведения о подземных и минеральных водах Азербайджана. А в 1902—1904 гг. под руководством П. П. Козинцева в Муганской степи проводятся опыты ирригационного строительства.

Наряду с изучением нефтяных месторождений определенное внимание уделяется и поискам других видов полезных ископаемых. Так, начиная с 1830 г. все больше внимания уделяется геологическим исследованиям, направленным на поиски месторождений рудных полезных ископаемых (Е. С. Федоров, Н. С. Успенский, К. И. Богданович, Н. Н. Чирвинский, Л. К. Конюшевский, В. В. Никитин и др.).

В 1864 г. начинается разработка Кедабекского месторождения меди, продолжавшаяся вплоть до 1914 г. В 90-х годах горнопромышленниками производилась выборочная отработка богатых кобальтовых руд в Дашкесанском районе. В 1880—1890 гг. на Гюмушлуском свинцово-цинковом месторождении проводились геологоразведочные работы. Позже, в 1908 г., горный инженер А. Устимович организовал акционерное общество, производившее на этом месторождении примитивную добычу руды и выплавку свинца. В 1866 г. на Загликском алунитовом месторождении по проекту горного инженера В. В. Богачева был построен квасцовый завод, просуществовавший до 30-х годов нашего века. В 1909 г. А. М. Марголиусом было проведено изучение месторождений каменной соли Кавказского края и в том числе Нахичеванского месторождения.

Третий этап истории геологических исследований в Азербайджане ознаменовался широким размахом поисково-съёмочных работ, давших возможность произвести детальную геологическую съёмку всей территории республики, а также выявить целый ряд новых месторождений.

В мае 1920 г. организуется Управление нефтяной промышленности, первым руководителем которого был А. П. Серебровский. При Азнефти было создано геологоразведочное бюро Азнефти, которое возглавлял М. В. Абрамович. В этом же году открывается Азербайджанский политехнический институт, который позже стал называться Азербайджанским индустриальным институтом им. М. Азизбекова, сыгравшим исключительную роль в подготовке инженерно-технических кадров, в том числе геологов для нефтяной промышленности республики.

Велика была роль И. М. Губкина в подготовке кадров и организации геологоразведочных работ в Азербайджане. В 1920 г. при Азнефти была создана редакция журнала «Нефтяное хозяйство», ныне «Азербайджанское нефтяное хозяйство» (АНХ). Геологоразведочное бюро Азнефти с 1930 г. стало называться Геологоразведочным управлением Азнефти (ГРУ), а с 1933 по 1947 г.— «Азнефтеразведка». Создается ряд научно-исследовательских институтов: АзНИИ по добыче нефти (1929 г.), Институт геологии им. И. М. Губкина (1933 г.), и др.

После национализации нефтяной промышленности Азербайджана (1920 г.) наступила новая эпоха в изучении нефтяных месторождений, а также в применении геологических знаний и решении задач рационализации разработки нефтяных месторождений и поисков новых залежей. В этот отрезок времени геологами Азнефти проводится детальная геологическая съемка обширных районов Азербайджана. На Апшеронском полуострове, в Кобыстане, Прикуринской низменности эти работы были проведены геологами Азнефти (М. В. Абрамович, С. М. Апрецов, М. Ф. Мирчинк, В. А. Сулин, Н. М. Муллаев, И. А. Малинов, А. Л. Путкарадзе, Б. П. Ясенов, М. П. Воронин и др.) в сотрудничестве с Московской горной академией и Геологическим комитетом (И. М. Губкин, В. В. Вебер, В. Е. Руженцов, С. Ф. Федоров, Н. С. Шатский и др.). Широко применяется структурно-картировочное бурение.

Параллельно ставится вопрос изучения и других комплексов отложений с выделением различных фаций, что позволило бы сопоставить разрезы различных областей их распространения. По эксплуатирующимся площадям проводится систематизация данных, параллелизация разрезов с прослеживанием нефтеносных горизонтов. На основе данных по эксплуатации Д. В. Голубятниковым в 1924 г. была сделана попытка подсчета запасов нефти месторождений Апшеронского полуострова. В 1927 г. им была издана детальная геологическая карта Аташкинского района, в которой рассмотрены важнейшие вопросы геологического строения всего Апшеронского полуострова.

Следует отметить исследования Г. В. Ованесова по геологии и нефтеносности Кировабадского района, А. Я. Кремса (1926 г.) по изучению и сопоставлению разрезов продуктивной толщи, А. И. Цатурова — по тектонике и выявлению перспектив нефтеносности ряда площадей Апшерона (1935 г.), в частности Шубанинского района, а также работы В. В. Билибина, посвященные разработке и разведке подкирмакинской свиты на Апшеронском полуострове, подсчетам подземных запасов нефти (1933—1935 гг.).

Весьма значительны заслуги М. В. Абрамовича (1919—1928 гг.) по детальному изучению нефтяных месторождений Азербайджана, поискам и разведке залежей, разработке теоретических вопросов нефтяной геологии. Им впервые рассмотрены вопросы рациональной разработки нефтяных месторождений. Впервые в мировой литературе М. В. Абрамовичем было указано на ритмичное строение нефтеносной толщи, проведена работа по выработке методов подсчета запасов нефти и т. д.

В период 1924—1928 гг. В. В. Вебером проводились работы в Кобыстане и Апшеронском полуострове по составлению детальных геоло-

гических карт перспективных разведочных площадей. С. А. Ковалевский наряду с детальным изучением ряда нефтяных месторождений Апшеронского полуострова (Бибиэйбат и др.) проводит огромную работу по исследованию грязевых вулканов Восточного Закавказья.

В 1924—1926 гг. изучением Бибиэйбатского и других нефтяных месторождений Апшеронского полуострова занимается А. А. Меликов. В 1930—1936 гг. К. А. Машкович проводит рекогносцировочные работы в Ленкоранской области, на Апшеронском полуострове, в Кобыстане и Прикуринской низменности, исследует мелким бурением Сулутепинский и Хырдаланский районы. В эти же годы детальные исследования в Кобыстане проводит И. И. Муллаев (геологическая съемка площадей Утальги-Ахтарма, Клыч-Кулхут, Чейлдаг, Календартапа, Джамалэдин и др.).

В 1926 г. впервые в Советском Союзе на Апшеронском полуострове начали применять геофизические методы поисков нефтяных залежей, которые сыграли важную роль при решении многих вопросов тектоники и условий залегания глубоких слоев третичного комплекса.

В 1927 г. в Баку впервые на кафедре петрографии в научно-исследовательской лаборатории по геологии нефти при Азербайджанском индустриальном институте были начаты исследования по литологии пород нефтяных месторождений Азербайджана. В 1929—1937 гг. эти исследования несколько шире проводились в Азербайджанском научно-исследовательском институте по добыче нефти (АзНИИ ДН) П. П. Авдусиным, Б. В. Батуриным, Г. Ю. Фукс-Романовой и др. Изучение петрографии осадочных пород третичных образований было продолжено А. Д. Султановым, Г. А. Алиевым и др.

В 1930—1931 гг. возникает новая область нефтяной геологии — нефтепромысловая геология. «Курс нефтепромысловой геологии» был написан М. Ф. Мирчинком в 1932 г.

С 1930 г. широким фронтом развиваются работы по структурно-картировочному бурению на значительной территории республики, проводятся геофизические исследования путем применения электрометрических, гравиметрических и сейсмических методов. Следует отметить, что сейсморазведка сыграла неоценимую роль и в деле поисков нефтяных залежей на морских площадях.

В 1931 г. в практику нефтяной промышленности Азербайджана вводится электрокаротаж. В 1933—1935 гг. тектоника прибрежной полосы Каспия изучается разработанным впервые в Азербайджане методом морской электроразведки. В 1929—1932 гг. были произведены гравиметрические съемки в ряде районов Азербайджана, а в 1932 г. появляется работа А. Д. Архангельского и В. В. Федынского, в которой были изложены результаты гравиметрических работ в Восточном Азербайджане. В 1937 г. впервые на Апшеронском полуострове применяется сейсморазведка, впоследствии получившая широкое развитие как один из наиболее важных геофизических методов для изучения глубинной тектоники нефтегазоносных областей. Поиски нефти и газа в Прикуринской области в 1937 г. увенчались открытием месторождения Пирсагат. В 1938 г. получена первая майкопская нефть в Сiazани (Прикаспийский район).

Важное значение имеет открытие стратиграфических залежей нефти, приуроченных к зоне выклинивания отдельных свит и горизонтов нижнего отдела продуктивной толщи. Это привело к новому этапу в поисково-разведочных работах и расширило границы перспективных нефтегазоносных площадей. Стратиграфические залежи нефти были обнаружены в подкирмакинской свите (свита ПС) и низах кирмакинской свиты (КС) на южном крыле Бинагадинской складки, в Чахна-

гляре, Сулутепе, Ясамальской долине. В 1936 г. и позже стратиграфические залежи были открыты в калинской свите (КаС) на площади Старая Кала (В. А. Горин, Б. К. Бабадзе). Позже стратиграфические залежи в КаС были открыты на восточном крыле Сураханы-Карачухур-Зыхской антиклинали, в Бина-Гоусанской депрессии, на о. Песчаном, Зыря, на крыльях антиклинальной зоны о. Жилой—Грязевая Сопка—Нефтяные Камни. Немаловажное значение в те годы имело открытие благодаря прежде всего сейсморазведке богатой залежи нефти, приуроченной к погребенным и пологим структурам типа Бузовны, Зыря.

Изучение фауны мезо-кайнозойских отложений Азербайджана проводилось В. В. Богачевым, К. А. Ализаде, Ш. Мамедзаде, М. М. Алиевым и др. В 1927 г. В. Э. Ливенталем под руководством В. В. Богачева в Азербайджанском индустриальном институте началось изучение микрофауны. Впоследствии этот метод получил развитие в лаборатории АзНИИ ДН, руководимой Д. А. Джафаровым, Д. М. Халиловым и др.

В 1925 г. В. В. Богачевым был опубликован «Очерк по геологии Азербайджана», где впервые для республики была дана общая стратиграфическая характеристика — оценка на основании еще скудного палеонтологического материала. В работах И. М. Губкина, Д. В. Голубятникова, В. В. Вебера, М. Ф. Мирчинка освещалась стратиграфия кайнозойских и мезозойских отложений, разработанная на основе более богатых палеонтологических материалов.

На этом этапе определенные успехи были достигнуты и по проведению регионально-геологических и тектонических исследований. Эти работы осуществлялись И. М. Губкиным, В. В. Вебером, М. Ф. Мирчинком, В. П. Ренгартеном, В. Е. Хаиным, Н. Б. Вассоевичем, М. М. Алиевым, Ш. А. Азизбековым, М. Г. Агабековым, Э. Ш. Шихалибейли и др. В 1924—1928 гг. В. В. Вебер проводит работы по геологической съемке ряда площадей Кобыстана и составлению детальной геологической карты Апшеронского полуострова (отдельных планшетов). В 1930 г. В. П. Ренгартен впервые публикует свою схему тектоники Кавказа. Результаты многолетних исследований И. М. Губкина нашли свое отражение в его капитальном труде (1934), посвященном тектонике Юго-Восточного Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. И. М. Губкин впервые освещает геологическое строение и геотектоническую зональность Кавказа, условия формирования нефтяных месторождений и другие вопросы. М. Ф. Мирчинк издает работу «Тектонические проблемы Юго-Восточного Кавказа».

В 1923 г. по линии Геолкома начинаются исследования ряда крупных месторождений Малого Кавказа, выполненные К. Н. Паффенгольцем. По результатам исследований 1923—1926 гг. К. Н. Паффенгольц публикует в 1928 г. труд «Дашкесан и Заглик», в котором приводятся описание геологического строения обоих месторождений, соображения об их генезисе, запасах и перспективах промышленного использования.

В 1928—1931 гг. начались разведочные работы, проводимые Институтом прикладной минералогии по заданию Азгорнохимтреста, которыми руководили М. И. Бушуев и М. А. Кашкай. Все более широкий размах начинают приобретать поисковые работы на цветные и редкие металлы: с 1930 г. Азгеолбазой (в 1931 переименована в Азгеолбюро) Закгеолтреста (Тбилиси, 1929), в 1938 г. преобразованного в Азербайджанское геологическое управление.

Работа К. Н. Паффенгольца (1931) явилась по существу первой сводкой по Белоканскому рудному району и послужила толчком к возобновлению разведочных работ на Белоканском медном месторожде-

нии. В 1936 г. опубликована работа И. Н. Ситковского «Белоканское месторождение меди в свете новых данных».

В 1937 г. было выявлено, а в 1939 г. частично разведано Парагачайское месторождение андалузитоносных и вторичных кварцитов, расположенное в Ордубадском районе Нахичеванской АССР.

Сотрудниками Азгеолбюро, Азгеолуправления и других ведомств в 30-е годы обследуется и частично разведывается большое количество месторождений глин, в том числе Зыхское, на базе которого построен кирпичный завод. Помимо этого были обнаружены и сданы в эксплуатацию Бибиэйбатское, Кировабадское, Закатальское, Кубинское и другие месторождения.

Получили развитие гидрогеологические и инженерно-геологические изыскания. Уже в 1921—1923 гг. началось восстановление кябризов в Агдамском, Гянджинском, Нахичеванском и других районах республики. В 1925—1932 гг. под руководством Ф. П. Саваренского проводятся крупные гидрогеологические работы по обследованию хлопковых районов Кура-Араксинской низменности. Впервые в практике применяется метод картирования грунтовых вод. В 1927—1932 гг. М. А. Кашкаем, А. Г. Аскеровым и др. проводится систематическое изучение минеральных вод республики.

Вопросам гидроминеральных и природных лечебных ресурсов республики и перспективам развития курортно-санаторного дела в Азербайджане посвящены работы Г. Х. Эфендиева, С. Н. Соколова, М. А. Кашкая, А. Г. Аскерова и др.

Широкий размах принимают геологосъемочные и поисково-разведочные работы на нефть и газ, что приводит к открытию новых нефтяных и газовых месторождений не только в пределах Апшеронского полуострова, но и в других нефтегазоносных областях Азербайджана. В этом большая заслуга огромного коллектива геологов Азербайджана и прежде всего всей геологической службы нефтяной промышленности республики.

Широко применяются геофизические методы разведки — маятниковая, магнитометрическая и гравиметрическая съемки, электроразведка и сейсморазведка нефтяных месторождений. В связи с ростом техники и успехами бурения разведка направляется на вскрытие новых, более глубоко залегающих горизонтов. В 1946 г. бурится первая глубокая скважина на 3904 м, которая и положила начало сверхглубокому бурению в Азербайджане.

С 1948 г. начинается широкое освоение морских нефтяных месторождений. Следует отметить, что еще в 1935 г. были пробурены первые скважины на морской акватории вблизи о. Артема. В 1948 г. вошли в эксплуатацию месторождения Гюргяны-море, о. Жилой. В 1949 г. было открыто многопластовое, всемирно известное месторождение Нефтяные Камни. Несколько позже устанавливается нефтеносность площадей Банка Дарвина и Грязевая Сопка.

В 1953 г. было открыто месторождение о. Песчаный (НПУ им. Серебровского). Открытие морских месторождений значительно увеличило прирост добычи нефти в целом по республике. Выявлены богатейшие нефтегазоносные площади в Бакинском архипелаге — Дуваный, Сангачалы и Булла-море. Открыто перспективное газоконденсатное месторождение «Южная».

Мощный газовый фонтан в 1955 г. на площади Карадаг положил начало новому этапу поисков и разведки высокопродуктивных залежей газа в Азербайджане. Развитие сверхглубокого бурения в Азербайджане привело к открытию глубоко залегающих газовых залежей на

площади Зыря (1956 г.). Не менее перспективны газоконденсатные месторождения Дуваный (1949 г.), Кянизадаг (1963 г.) и др.

На данном этапе истории геологических исследований Азербайджана организуется ряд нефтяных геолого-геофизических организаций. Так, объединение «Азнефтеразведка» (1948—1953 гг.) преобразуется в трест «Азморнефтеразведка». С 1958 г. по настоящее время существуют тресты «Азнефтеразведка», «Азморнефтеразведка» и «Азнефтегеофизика». Азгеолуправление в 1963 г. преобразовывается в Управление геологии и охраны недр при СМ АзССР и с 1966 г. в Управление СМ АзССР по геологии, создаются новые научно-исследовательские институты. Это филиалы ВНИИГеофизика, ВНИИГаз. На базе Азербайджанской нефтяной экспедиции в 1960 г. открыт Институт проблем глубинных нефтегазовых месторождений АН АзССР, создан ряд новых экспериментальных лабораторий.

Вторым после Апшеронской области нефтегазодобывающим районом Азербайджана по значению стала в последние годы Прикуринская область. Здесь начиная с 1955 г. открыты новые высокоперспективные нефтегазовые месторождения: Кюровадг, Мишовдаг, Калмас, Карабагы, Кюрсангя. Наряду с продуктивной толщей на этих месторождениях нефть добывается из отложений верхнего плиоцена.

Изучение литолого-петрографической характеристики пород мезокайнозойских отложений нефтегазоносных областей Азербайджана ведут сотрудники лабораторий Института геологии АН АзССР под руководством А. Г. Алиева и А. Д. Султанова и АЗНИИ ДН под руководством Э. А. Даидбековой. Большая работа в области петрографии осадочных пород проводится Н. В. Пашалы, А. Г. Сеидовым, Д. Д. Мазановым, В. П. Акаевой и др. При изучении осадочных пород широко применяются химические, физико-химические методы исследования, рентгенометрические, термические, электронномикроскопические анализы глинистых минералов. Значительное внимание уделяется изучению вопросов тектоники нефтегазоносных областей (В. Е. Хаин, А. А. Ализаде, Ш. А. Азизбеков, В. А. Горин, А. Н. Корнев, Э. Ш. Шихалибейли и др.).

В течение многих лет регионально-геологические и тектонические исследования в Куринской депрессии проводятся А. В. Мамедовым, на Большом Кавказе — Б. В. Григорьянцем, по неотектонике — Ф. С. Ахмедбейли и др. Весьма важное значение имеют работы по составлению структурных и палеогеографических карт депрессионных зон Азербайджана (М. Г. Агабеков и др.). В последние годы большое внимание уделяется изучению глубинных разломов (Э. Ш. Шихалибейли, В. А. Горин), проводится планомерное детальное крупномасштабное картирование.

Еще в 30-х годах изучением грязевых вулканов Азербайджана занимались И. М. Губкин, В. В. Богачев, С. А. Ковалевский, Б. И. Султанов, С. Ф. Федоров и др. Детальным изучением грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджана в течение многих лет занимается А. А. Якубов. Результатом многолетних комплексных исследований грязевых вулканов Азербайджана явился составленный А. А. Якубовым, А. А. Ализаде и М. М. Зейналовым «Атлас грязевых вулканов Азербайджана» — первая работа такого рода в мировой геологической литературе.

В последние годы значительное внимание уделяется исследованиям пластовых вод, нефтей, углеводородных газов, начатым еще в 30-х годах, В. А. Сулиным, Б. И. Султановым, В. Т. Малышеком, Д. В. Жабревым. В результате проведенных работ удалось выявить закономерности в изменении состава и свойств нефтей, газов и вод со

стратиграфической глубиной в пределах отдельных месторождений и областей. В настоящее время эти исследования проводятся М. С. Агаларовым, А. Р. Ахундовым, Ф. Г. Дадашевым, А. С. Гаджикасумовым, К. А. Исмаиловым и др.

Стали широко применяться и геохимические методы исследования осадочных пород. В частности, определенные успехи достигнуты в области изучения геохимии органического вещества пород нефтегазоносных областей Азербайджана. Битуминологические исследования пород, начатые в Азербайджане еще в 30-х годах В. Э. Левенсоном и А. Т. Кочмаревым и позже Д. В. Жабревым, с 1950 г. стали широко применяться в лаборатории геохимии нефтяных месторождений Института геологии АН АЗССР Ш. Ф. Мехтиевым, Ад. А. Алиевым и др., а также в АЗНИИ ДН Н. И. Хацкевичем, П. А. Шойхетом, Р. М. Листенгартеном и др.

Вопросам геологии, тектоники и нефтегазоносности отдельных регионов Азербайджана посвящены сводные монографические работы М. В. Абрамовича, М. Г. Агабекова, А. К. Алиева, А. А. Ализаде, Э. Н. Алиханова, А. Г. Ахмедова, Б. К. Бабазаде, Ф. М. Багирзаде, В. А. Горина, Ф. Г. Дадашева, А. Г. Дурмишьян, Ш. Ф. Мехтиева, С. Т. Овнатанова, А. Л. Путкарадзе, С. Г. Салаева, Ф. И. Самедова и др. В трудах этих исследователей рассматриваются закономерности размещения и формирования нефтегазовых залежей мезо-кайнозойских отложений Азербайджана, имеющие важное теоретическое и практическое значение для определения направления поисково-разведочного бурения.

Отдельные вопросы геологии нефтегазоносных областей Азербайджана нашли свое отражение в трудах Ад. А. Алиева, В. Идрисова, М. М. Зейналова, К. А. Исмаилова, Ш. Кочарли, С. С. Самедова, Р. Г. Султанова, Г. П. Тамразяна, А. Ш. Шихлинского, Н. А. Ширинова и др.

Начиная с 1961 г. коллективом научных сотрудников Института геологии АН АЗССР проводится большая работа по подсчету прогнозных запасов нефти и газа на территории Азербайджана. В результате этих работ определены потенциальные ресурсы республики, уточнены извлекаемые запасы нефти и газа по отдельным нефтегазоносным областям и стратиграфическим единицам, составлены прогнозные карты и т. д.

В последние годы большое внимание уделяется проблеме мезозойской нефти в Азербайджане, комплексным геолого-геофизическим и геохимическим исследованиям юрских и меловых отложений с целью выявления месторождений нефти и газа. Значительные работы проводятся и по изучению закономерностей формирования и размещения нефтегазовых залежей в разрезе олигоцен-миоценовых и плиоценовых отложений Азербайджана.

Серьезные научные исследования проводятся геофизиками за последние годы по изучению глубинного строения Азербайджана, сейсмичности территории республики, по гравиметрии, земному магнетизму и палеомагнетизму. Не менее интересны геотермические исследования нефтегазовых месторождений, разработка рекомендаций использования глубинного тепла Земли в народном хозяйстве и т. д.

Развиваются новые направления: палеобиогеохимия, палеоэкология, палинология, биометрия и т. д. (Азгосуниверситет им. С. М. Кирова, Институт геологии АН АЗССР, АЗНИИ ДН, кафедра палеонтологии и исторической геологии АЗИНЕФТЕХИМа и др.) В. Ф. Пчелинцевым, Г. Я. Крымгольцем, Т. А. Гасановым, М. Р. Абдулкасумзаде,

Г. К. Касимовой и др. была разработана детальная палеонтолого-стратиграфическая схема юры Азербайджана, а меловая система — работами А. Г. Халилова, В. П. Ренгартена, М. М. Алиева, Ак. А. Ализаде, Г. А. Алиева, Р. Н. Мамедзаде и др. Микрофауной мезозойских отложений занимались Д. М. Халилов, Д. А. Агаларова, Халил Алиулла, А. Г. Ворошилова, Д. И. Джафаров, Г. К. Касимова, Ч. А. Таиров и др. Результаты этих исследований опубликованы в монографических работах по мезозойской фауне Азербайджана. К таковым относятся труды А. М. Садыкова по моллюскам триаса, Т. А. Гасанова, М. Р. Абдулкасумзаде, В. А. Агаева — по юрским аммонитам и двустворчатым, А. Г. Халилова — по раннемеловым ауцеллинам и аммонитам, Ак. А. Ализаде — по раннемеловым белемнитам, М. М. Алиева — по меловым иноцерамам, В. П. Ренгартена — по рудистам. Р. А. Халафовой — по брахиоподам мела, Г. А. Алиева — по меловым гастроподам, Х. Ш. Алиева — по меловым радиоляриям.

В результате изучения мезозойской фауны Азербайджана разработана довольно детальная стратиграфическая схема, которая нашла свое место в унифицированной стратиграфической шкале мезозоя Альпийской зоны Юга СССР.

Значительная работа выполнена по палеонтологии и стратиграфии кайнозоя. В палеогене, неогене и антропогене были обнаружены палеонтологические остатки, изучение которых позволило создать стройную стратиграфическую схему. Детально изучая палеонтологию неогена, геологи Азербайджана дополнили и детализировали стратиграфические схемы, предложенные Н. И. Андрусовым, Д. В. Голубятниковым, И. М. Губкиным и др., на основании изучения пелеципод и гастропод, но и фораминифер, остракод, рыб и млекопитающих, флоры, палинологии и др.

За последние годы проделана значительная работа палеонтологами, изучающими остатки уникальной ископаемой позвоночной фауны из разных пунктов Азербайджана — Бинагадинского «кладбища», майкопа Кобыстана, сармата Эльдара, плиоцена Западного Азербайджана (Р. Джафаров, Н. О. Бурчак-Абрамович, Д. В. Гаджиев, Ф. Ахундов и др.). Весьма знаменательным событием является находка в пещере Азых нижней челюсти неандертальского человека (Д. В. Гаджиев).

Специальные исследования были проведены по разработке классификации осадочных пород. К ним следует отнести разработанную и опубликованную в 1945 г. коллективом петрографов — Л. В. Пустоваловым, Ш. А. Азизбековым, А. Г. Алиевым, А. Д. Султановым и др. — классификацию осадочных пород, названную классификацией «АзФАН» СССР.

Большое внимание уделяется определению в осадочных породах кайнозоя «малых» элементов, данные о которых используются как для решения вопросов палеогеографии, так и при выяснении геохимических условий бассейнов седиментации.

К этому этапу геологических исследований относится подготовка и издание геологической (1954) и тектонической (1956) карт Азербайджана, карты месторождений нефти и газа, литологических карт, карты полезных ископаемых (нерудное сырье и строительные материалы) и гидрогеологических карт. Выходят из печати монографические работы по отдельным регионам республики: Ш. А. Азизбекова по Малому Кавказу, Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова по Горному Талышу, И. И. Потапова по Апшеронскому полуострову, А. Л. Путкарадзе по Бакинскому архипелагу. В 1950 г. вышла в свет сводная монографическая работа В. Е. Хаина, посвященная анализу истории геотектонического

развития Ю.-В. Кавказа. В 1952 г. В. Е. Хаин совместно с А. Н. Шардановым опубликовали монографию «Геологическое строение и развитие Куринской впадины». В числе первых работ по петрографии были труды К. Н. Паффенгольца по Кедабекскому, Дашкесанскому и Чирагидзорскому районам Малого Кавказа.

Результаты многолетних детальных геологических исследований, проведенных Ш. А. Азизбековым в Нахичеванской АССР (1952—1962 гг.), отражены в его монографии «Геология Нахичеванской АССР». В монографии М. А. Кашкая (1947), посвященной основным и ультраосновным породам Азербайджана, дано подробное петрографическое описание офиолитовой формации Севано-Карабахской зоны и Шахдагского хребта. Необходимо отметить петрографические исследования А. Н. Соловкина по изучению Нагорного Карабаха, а также его монографию, посвященную интрузивам и интрузивным циклам Азербайджана (1939). Исследованиями Г. И. Керимова установлены полифазность и полифациальность Кедабекского интрузива, рассмотрены вопросы классификации гранитоидов, исследованы вторичные кварциты и скарновые образования, а также роговики (1963). Петрография жильных пород мехманинских гранитоидов характеризуется А. Д. Керимовым, а Мегри-Ордубадского батолита — М. Н. Раджабовым и Р. Ш. Азизбековым.

Наряду с интрузивными образованиями детально изучаются и эффузивные породы, с которыми парагенетически связан ряд рудных и нерудных полезных ископаемых. Так, Р. Н. Абдуллаев изучает лавово-пирокластические серии юры и мела северо-восточной части Малого Кавказа, М. А. Кашкай и А. И. Мамедов подвергли детальному минералогическому петрографическому исследованию перлиты и обсидианы нескольких крупных месторождений, которые ими были обнаружены в Кельбаджарском районе. Э. Ш. Шихалибеги (1964₂, 1966, 1967) в трехтомной монографии дает описание геологического строения и истории тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Ш. А. Азизбеков, А. Э. Багиров, А. Д. Исмаилзаде, М. А. Велиев детально изучают щелочную базальтоидную формацию Талыша, впервые установленную ими в 1965 г.

Большая работа проведена Т. Г. Гаджиевым, Е. И. Потаповой, Ф. А. Ахундовым и др. в области формационного анализа магматических образований Азербайджана.

В области исследования глубинного строения можно отметить труды Г. А. Ахмедова, Р. Н. Гаджиева, В. И. Куликова, М. М. Раджабова. Коллективом Управления СМ АзССР по геологии проводятся поисково-разведочные работы по изучению геологии рудных месторождений на значительной территории республики. Этими работами выявлен ряд рудных районов, из которых следует отметить Белокано-Закатальский медно-полиметаллический, Кельбаджарский ртутный и Ордубадский медно-молибденовый.

В связи с возросшими темпами промышленного, гражданского и сельскохозяйственного строительства резко увеличились также работы по изучению нерудных полезных ископаемых.

Управление СМ АзССР по геологии, Институт геологии АН АзССР и ряд других специализированных организаций с 1949 г. систематически и планомерно ведут работы по изучению артезианских вод в Мильской и Ширванской степях на территории Кировабад-Казакского массива, а также по разведке минеральных и термальных подземных вод республики.

С 1946 г. в республике проводятся инженерно-геологические и гидрогеологические исследования, связанные с электрификацией и ирри-

гационными освоениями соответствующих регионов и в первую очередь Кура-Араксинской низменности и Мингечаура. Созданная в Институте геологии АН АзССР лаборатория гидрогеологических проблем под руководством Д. М. Сулейманова проводит исследования по выявлению закономерностей формирования и прогнозной оценке подземных вод республики, изучению инженерно-геологических особенностей верхнеплиоценовых и постплиоценовых отложений, современных донных осадков.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Азербайджанской ССР охватывает восточную часть Закавказья. С запада она граничит с Грузинской ССР, с юго-запада — с Армянской ССР, а с северо-востока — с Дагестанской АССР. Территория Азербайджанской ССР граничит также с юга и юго-запада с Ираном и Турцией. Общая протяженность границ Азербайджанской ССР составляет 2824 км. Общая площадь республики достигает 86,6 тыс. км². Протяженность территории республики с востока на запад составляет 450 км, а с северо-запада на юго-восток — 440 км (рис. 1).

Рельеф Азербайджанской ССР резко контрастный. Прикаспийская низменность — 28 м и 4480 м — высота Кавказского хребта. Столь резкий контраст способствует быстрой смене климатических условий и ландшафтных поясов.

В орографическом отношении территория Азербайджанской ССР делится на горную (Большой и Малый Кавказ и Талыш) и равнинную части. Горная часть Азербайджана — Большой Кавказ, Малый Кавказ и Талыш. Максимально приподнятая часть Большого Кавказа совпадает с Главным Кавказским хребтом. С северо-запада, начиная от горы Тинов-Россо (3335 м), он протягивается на юго-восток до горы Гяды (1223 м). Максимально приподнятая часть расположена между горами Малкамуд и Тфан, вершина горы Базардюзи — 4480 м. К юго-востоку от горы Бабадаг Главный Кавказский хребет постепенно понижается. Северные и южные склоны Главного Кавказского хребта интенсивно расчленены, поэтому от него в обоих направлениях отходит ряд эрозионных отрогов, одновременно являющихся водоразделами многочисленных горных рек. Боковой хребет, протягивающийся почти параллельно Главному Кавказскому хребту и расположенной севернее, резко приподнят на северо-западе (гора Шахдаг, 4243 м) и довольно низок на юго-востоке (гора Бешбармак, 500 м).

Южнее Главного Кавказского хребта между бассейнами рек Геочай и Пирсаат расположены Ковдагский и Ниалдагский хребты, абсолютные высоты которых не превышают 2200 м. В полосе Аджиноурских предгорий протягиваются Дашюзский и Коджашенский хребты, между которыми расположено Аджиноурское продольное понижение, состоящее из ряда котловин. Абсолютная высота этих хребтов не более 1500 м.

На Юго-Восточном Кавказе выделяются Кайтар-Коджинский, Кайнарджинский, Телебинский, Ленгезинский хребты, Кусарская наклонная равнина, Маразинское, Гюздекское, Карадагское плато. На Малом Кавказе господствующими в рельефе являются Шахдагский, Мровдагский, Карабахский, Зангезурский и Даралагезский хребты.

Шахдагский хребет протягивается вдоль северо-восточной части оз. Севан. У горы Гиландаг он сочленяется с Восточно-Севанским и Мровдагским хребтами. Шахдагский и Мровдагский хребты образуют

сложное горное сооружение, которое интенсивно расчленено (особенно с севера). Самые высокие вершины этих хребтов: Караархач (3062 м), Гиналдаг (3367 м), Гямыш (3724 м), Мровдаг (3341 м), Кязаз (3065 м). От участка сочленения Шахдагского и Мровдагского хребтов протягивается Восточно-Севанский хребет, выпуклая сторона которого обращена к востоку. Гора Кетидаг (3427 м) является его самой высокой вершиной.

Одна из сложных орографических единиц Малого Кавказа — Карабахский хребет. Самая высокая вершина его достигает 2725 м (гора Беюккирс). В верховьях рек Акар и Тертер расположено вулка-



Рис. 1. Обзорная карта Азербайджанской ССР

ническое нагорье, выраженное в рельефе в виде обширного и ровного плато, бронированное мощными вулканическими лавами.

Зангезурский хребет, протягивающийся к северо-востоку от Нахичеванской АССР, является самым высоким хребтом Малого Кавказа (гора Капыджик, 3906 м). К юго-западу от него протягивается ряд эрозионно-денудационных отрогов, резко понижающихся к долине р. Аракса. Эти отроги интенсивно расчленены руслами рек Нахичеванчай, Алинджачай, Гиланчай и др. К Зангезурскому хребту в районе Бичанакского перевала примыкает Даралагезский хребет, который возвышается до 2773 м (гора Галинкая).

Талышские горы, расположенные на юго-восточной оконечности республики, представлены Буроварским, Пештасарским и Талышским хребтами, протягивающимися с запада—северо-запада на восток—юго-восток. Самой высокой вершиной Талышского хребта является гора Кызюрду (2438 м). Эти хребты отделяются друг от друга крупными межгорными понижениями и интенсивно расчленены.

Равнинные территории Азербайджана, сложенные аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и морскими четвертичными отложениями, резко расширяются в юго-восточном направлении и протягиваются вдоль прибрежной полосы Каспийского моря.

Вдоль долины р. Куры и предгорной полосы Малого Кавказа с северо-запада на юго-восток протягиваются Гянджа-Казахская, Карабахская и Мильская равнины. Равнина Мугань расположена вдоль правобережья нижнего течения рек Аракса и Куры. Ленкоранская низменность протягивается между Талышскими горами и Каспийским морем, а между левобережьем р. Куры, Аджиноурским предгорьем и Ленгабизским хребтом расположена обширная Ширванская равнина. Самур-Дивичинская низменность протягивается между предгорьем северо-восточного склона Юго-Восточного Кавказа и Каспийским морем. На севере она ограничивается низовьем р. Самур, а на юге равниной Богаз, расположенной в устье р. Сумгаит.

Климатические условия довольно сложные вследствие резкой смены абсолютных высот рельефа, интенсивного его расчленения, географического расположения Азербайджана. Разнообразие климатических условий республики подчеркивается существенными различиями средней годовой температуры воздуха. В пределах Кура-Араксинской низменности она превышает $14-14,5^{\circ}\text{C}$, в предгорьях, а отчасти и в среднегорьях она составляет $10-14^{\circ}\text{C}$, в верхних частях среднегорного и высокогорного поясов она понижается от 10 до 0°C и ниже. Минимальное значение (менее 200 мм) годового количества осадков отмечается на юго-востоке Кобыстана, а максимальное — в районе Астары (свыше 1600 мм). В среднегорье Большого и Малого Кавказа эта величина достигает 1200 мм, а в предгорьях не превышает $300-400$ мм.

Территория Азербайджанской ССР характеризуется различными климатическими условиями. Климат умеренно-теплых полупустынь и сухих степей с сухим летом и сухой зимой характерен для Кура-Араксинской и Прикаспийской низменностей, Джейранчела и Восточного Кобыстана. Климат холодных полупустынь и сухих степей наблюдается в равнино-низкогорной полосе Нахичеванской АССР и в Диабарской котловине Талышских гор. Умеренными климатическими условиями с сухой зимой отличаются Алазано-Авторанская впадина, Аджиноурские предгорья, предгорья и среднегорья Малого Кавказа. Климат умеренно-теплый с сухим летом отмечается в Шемахинском, Мартуни-Физулинском районах, в среднегорьях Талыша и Ленкоранской низменности. В предгорьях южного склона Большого Кавказа и в районе Кусарской наклонной равнины климат умеренно-теплый с почти равномерным распределением атмосферных осадков. Но в среднегорье и высокогорье Нахичеванской АССР климат становится холодным, с сухим летом. В высоких частях средних гор Малого Кавказа и на аналогичной высоте Северо-Восточного Азербайджана климат холодный с сухой зимой. Климат нагорных тундр господствует в самых приподнятых частях высокогорного пояса.

Разнообразное распространение типов климата вообще и атмосферных осадков в частности оказывает существенное влияние на неравномерное распределение гидрографической сети и стока в течение года. На территории Азербайджана имеется ряд больших рек: Кура, Аракс, Алазань, Агричай, Тертер, Турианчай и др.; общее число рек достигает 1200 . Главная водная артерия Азербайджана — р. Кура и ее правый приток р. Аракс. Все реки принадлежат к бассейну Каспийского моря. Реки распространены неравномерно.

Южный склон Главного Кавказского хребта интенсивно расчленен долинами рек Белоканчай, Карачай, Курмухчай, Шинчай, Кишчай, Фильфиличай, Тиканлычай, Дамирапаранчай, Геокчай, Гирдыманчай и др. В пределах Алазано-Агричайской впадины, сливаясь, они дают начало рекам Ганых, Алинджачай, Турианчай и Гегчай, пересекающим Аджиноурские предгорья, и являются левыми притоками р. Куры.

В пределах Кобыстана речная сеть его резко сокращается. Тут текут реки Пирсагат, Сумгаит и Джейранкечмаз. Основные реки северного склона Юго-Восточного Кавказа (Кусарчай, Кудиалчай, Карачай, Вельвеличай, Гильгильчай, Атачай, Тыхчай) в основном свои истоки берут с северного склона Главного Кавказского хребта и пропиливают Боковой, Кайтар-Коджинский и Кайнарджинский хребты и Кусарскую наклонную равнину. На северном склоне Бокового хребта формируются реки Дивичай, Шабранчай и Чагаджукчай.

Реки Малого Кавказа формируются в пределах основной — осевой его части и, веерообразно растекаясь, сохраняют северное, восточное и южное направления. К северо—северо-востоку от Шахдагского и Мровдагского хребтов к долине р. Куры текут реки Таузчай, Дзегамчай, Шамхорчай, Кошкарчай, Гянджачай, Кюрракчай, Геранчай и Инджачай. Они интенсивно расчленяют обширную горную территорию и Гянджа-Казахскую равнину.

На Карабахском вулканическом нагорье берут свое начало крупные реки Тертер и Акера. Северо-восточный склон Карабахского хребта расчленяется долинами рек Хачинчай, Каркарчай, Кендаланчай и другими мелкими реками.

Реки на территории Нахичеванской АССР, интенсивно расчленяющие горную территорию и наклонные равнины, являются левыми притоками р. Аракса. К ним относятся реки Арпачай, Нахичеванчай, Алинджачай, Гилянчай, Ордубадчай и др.

Истоки рек Талыша расположены на северо-восточном склоне Талышского хребта. Основными из них являются Виляшчай, Ленкоранчай и Таггеруд. Они перпендикулярно пересекают Пештасарский и Буроварский хребты и непосредственно впадают в Каспийское море.

Густота речной сети высокая (более $0,7 \text{ км}^2$), в среднегорье ($1000—2500 \text{ м}$) с максимальным выпадением атмосферных осадков. Выше и ниже (за исключением Ленкоранской низменности) густота речной сети уменьшается (менее $0,2—1,0 \text{ км}^2$). Среднегодовой сток в постоянно действующих реках (с площадью более 50 км) достигает своего максимума на южном склоне Главного Кавказского хребта (35 л/сек); минимальные его значения характеризуют низменные районы ($0,5 \text{ л/сек}$ и менее). Реки, стекающие с гор Большого Кавказа, наибольшее количество воды приносят в теплое полугодие (апрель—сентябрь), а реки, стекающие с Талышских гор, в холодное полугодие (октябрь—март).

Огромное количество рыхлообломочных пород, интенсивные ливневые осадки, благоприятные рельефные условия — все это способствует формированию мощных селевых потоков, особенно часто наблюдаемых в бассейнах рек Кишчай, Шинчай, Курмухчай и др.

Почвенный покров Азербайджанской ССР строго подчиняется вертикальной поясности. В условиях полупустынь и сухих степей Кура-Араксинской низменности почвы преимущественно сероземные и лугово-сероземные, в более приподнятых участках они сменяются серо-бурыми солонцеватыми (Юго-Восточный Кобыстан); в районах развития сероземов в пониженных участках распространены солончаки и солончаковые почвы; вдоль ахмазов развита лугово-болотная растительность; в отдельных районах Кура-Араксинской низменности встречаются аллювиально-луговые, засоленно-солонцеватые, лугово-болотные почвы. Каштановые, темно-каштановые, светло-каштановые, каштановые перегнойно-сульфатные почвы в виде широкой полосы протягиваются от с. Карамарьяма через с. Ахсу, Центральный Кобыстан, гору Гяды, до р. Гильгильчай. Аналогичную полосу они составляют по конусам выноса рек Малого Кавказа, окаймляющим низкогорья. Отча-

сти они развиты и в Пушкинском районе. Аллювиально-луговые лесные бескарбонатные и аллювиально-луговые карбонатные почвы широко распространены в Алазано-Авторапской впадине и Шолларской низменности; как правило, они используются под садоводство. Маломощные карбонатные черноземы крайне ограничены и развиты, в частности, лишь в Трутской котловине. Коричневые выщелоченные почвы распространены в Джалилабадском районе и в восточной части Кусарской наклонной равнины.

Горно-темно-каштановые и горно-каштановые почвы развиты в районах Шемаха-Алтыагач, Джейранчель, в низкогорной полосе Малого Кавказа, в предгорьях Нахичеванской АССР; горные черноземы, выщелоченные горные черноземы, маломощные карбонатные — в среднегорьях Шемахинского района и в Кедабекском районе; горно-лесные бурые, перегнойно-карбонатные, коричневые выщелоченные и карбонатные почвы охватывают достаточно большую территорию в среднегорьях Малого и Большого Кавказа, Нахичеванской АССР и в Талышских горах; горно-луговые черноземовидные, дерновые, торфянистые и примитивные почвы характеризуют высокогорья Азербайджана.

В растительном покрове Азербайджана встречаются пустынные, полупустынные, степные, лесные, горно-луговые и другие типы растительности, почти полностью подчиненные вертикальной поясности рельефа.

Полупустынный и пустынный типы растительности, представленные карликовыми полукустарниками, полынями, солянками и их разновидностями, особенно широко развиты в Самур-Дивичинской низменности, прибрежной части Апшеронского полуострова, Юго-Восточном Кобыстане, Кура-Араксинской низменности, равнинной и низменной частях Нахичеванской АССР.

Эфемеровая разнотравно-злаковая растительность охватывает центральную часть Апшеронского полуострова и отдельными полосами протягивается в юго-восточной части Муганской низменности. Она встречается также в составе полупустынных и пустынных растительных ассоциаций.

Степная, отчасти и полупустынная растительность (главным образом бородачевая, полынно-бородачевая и полынно-житняковая) протягивается вдоль предгорий северо-восточной части Малого Кавказа, по линии Казах—Ханлар—Мардакерт, а также в северо-западной части Джейранчельского предгорья, в междуречье Алазани, у Джафарабада (северо-западная часть Дашюзского хребта) и в районах г. Шемаха, сс. Астрахановка и Пирбейли.

Нагорные ксерофиты очень характерны для аридных районов низкогорий Азербайджана. Нагорно-ксерофильная (фриганоидная) растительность занимает обширную полосу в предгорных, отчасти и низких частях среднегорных территорий Нахичеванской АССР. В юго-восточной оконечности Малого Кавказа (Зангеланский, Джебраильский районы), в Аджинаурском и Джейранчельском предгорьях, в высокой части Талышского хребта они развиты в виде небольших островков. Здесь редкие кустарники и сухолюбивая растительность обычны.

Луговая и лугово-степная растительность занимает обширную территорию в среднегорных (преимущественно кустарниками) и высокогорных (субальпийские и альпийские луга и лугостепи) районах Азербайджана. Луговая растительность развита также в избыточно увлажненных районах низменностей (лиманные луга и травяные болота), а также в остепненных (северо-восточная предгорная часть Джалилабадского района, среднегорья Нахичеванской АССР и др.).

Горные широколиственные леса (дуб, граб, бук) характеризуют среднегорные, отчасти и высокогорные пояса республики. Особенно обширную территорию они охватывают на южном склоне Большого Кавказа, на северном склоне Бокового и Мровдагского хребтов, на северо-восточных склонах Буроварского и Пештасарского хребтов. Горные широколиственные леса с преобладанием гирканских реликтовых пород (железное дерево, дуб каштанолистный, дзельква, шелковая акация) развиты в горах Талыша.

Смешанные лиственные леса с различными лианами распространены в районах достаточного увлажнения, охватывая Шолларскую, Ленкоранскую низменности, Алазано-Авторапскую впадину и некоторые участки Карабахской низменности. Вдоль русел рек Куры, Аракса, Алазани, Самур и др. в виде узких полос протягиваются тугайные леса.

Сложное сочетание орографических, климатических, почвенно-растительных условий Азербайджана способствует формированию ряда типов ландшафтов: полупустынных, степных, лесных, луговых и скальных.

Полупустынный тип ландшафта охватывает Кура-Араксинскую низменность и отчасти предгорья. Среднее количество осадков за год здесь не превышает 300—350 мм, а среднегодовая температура воздуха колеблется между 10—14°С; основное место занимает орошаемое земледелие — хлопководство, зерноводство, садоводство, животноводство.

В сухостепном ландшафте, развитом на абсолютной высоте от 450—500 до 1200 м, среднегодовое количество осадков колеблется от 300 до 400 мм, а среднегодовая температура воздуха — от 10 до 14°С. Здесь наряду с орошением большое место занимает и богарное земледелие. В этом ландшафтном поясе развиты виноградарство, зерноводство и отчасти хлопководство.

Горно-лесные ландшафты (абс. выс. 600—2000 м), охватывающие среднегорья и низкогорья, имеют большое значение в защите склонов от интенсивной эрозии и денудации. Среднегодовая температура воздуха составляет 6—10°, а среднегодовое количество осадков — от 600 до 1450 мм.

Выше горно-лесных ландшафтов расположена луговая зона (2000—3000 м). Среднегодовая температура воздуха здесь понижается до 2—6°С и ниже. Среднегодовое количество осадков достигает 800—900 мм. Этот пояс является прекрасным летним пастбищем — яйлагом. Местами он используется под сенокосы.

Нивально-ледниковый пояс состоит из скалистых участков, снежников, местами фирнов и ледников.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Азербайджана принимает участие комплекс осадочных, метаморфических и магматических образований широкого стратиграфического диапазона — от докембрия до современных. Одновозрастные отложения в пространстве часто претерпевают значительные литофациальные изменения, обусловленные разнообразием структурных элементов и существенными различиями условий их формирования. Так, в пределах мегантиклинория Большого Кавказа, пережившего миогеосинклинальную стадию развития, основная роль принадлежит нормальным осадочным морским отложениям юры и мела. На Малом Кавказе с эвгеосинклинальной историей развития широко распространены вулканогенно-осадочные формации той же возрастной группы. Выходы метаморфизованных пород докембрия на р. Асрикчай свидетельствуют о том, что эвгеосинклиналь Малого Кавказа развилась на раздробленном байкальском складчатом основании, с неглубоким залеганием которого здесь связано распространение субплатформенных образований девона, карбона, перми и триаса. Отложения кайнозоя представлены различными образованиями, развитыми в пределах Куринской межгорной впадины и в более мелких наложенных прогибах.

ДОКЕМБРИЙ — КЕМБРИЙ

Байкальский фундамент складчатых сооружений Кавказа, на котором развились герцинские и альпийские структуры, представляет собой чрезвычайно сложный и недостаточно изученный комплекс. Он выступает в Дзирульском, Локском, Храмском, Кайнарчайском, Шинчайском, Филифлинском, Арзаканском, Зангезурском, Пазмаринском, Гасансуинском, Асрикчайском и Ахынджачайском массивах.

В пределах Малого Кавказа древний метаморфический комплекс наибольшее развитие имеет вдоль главного тектонического шва (Анкаван-Зангезурского), а также отдельные небольшие выходы обнажаются в наиболее высоко приподнятых структурах в Сомхито-Агдамской зоне.

Впервые присутствие метаморфических сланцев в восточной части Малого Кавказа в верховьях р. Гасансу отметил в 1910 г. Г. М. Смирнов. Позже, в 1932 г., П. С. Бернштейн (1935) предположительно отнес к палеозою метаморфические сланцы, выступающие в верховьях р. Асрикчай, в местности сс. Беюк-Кишлак и Чатах, которые К. Н. Паффенгольц отнес по возрасту к докембрию — кембрию по аналогии со сланцами Дзирульского массива.

В 1937 г. Ш. А. Азизбеков (1952) к западу от с. Чатах, на водоразделе Асрикчай и Ахынджачай, обнаруженный выход метаморфических сланцев, предположительно отнес к палеозою. По составу здесь им вы-

делены слюдисто-хлоритовые, глинисто-серицитовые и кремнистые разности.

В 1959 г. Т. Аб. Гасановым (1967) в среднем течении р. Ахынджачай, с. Сафарли, были установлены небольшие выходы метаморфических сланцев, перекрытые фаунистически охарактеризованными терригенными отложениями нижней юры и являющиеся продолжением метаморфических сланцев Асрикчай.

Таким образом, наиболее обширный выход докембрийских и кембрийских метаморфических сланцев обнажается в ядре Шамхорского поднятия Сомхито-Агдамской зоны, в верховьях р. Асрикчай, русло которого с юга на север прорезает породы юрской системы, начиная от лейаса и до кимериджа включительно.

В районе с. Беюк-Кишлак (в руслах наиболее южных притоков р. Асрикчай) из-под полого падающей на север-северо-восток толщи базальных конгломератов основания терригенной пачки геттанга (?) выступают различные горизонты метаморфических сланцев, которые по составу и характеру метаморфизма сходны с фаунистически охарактеризованными докембрийскими и ниже-среднекембрийскими отложениями Дзирульского массива Грузии. По составу среди метаморфической толщи наибольшим развитием пользуются серицит-мусковит-графитовые, кварцитовые и графит-кварцитовые сланцы.

Рассматриваемые метаморфические сланцы характеризуются тонкой слоистостью, плитчатостью, нередко с вертикальным или близким к нему падением, преимущественно серого, темно- и зеленовато-серого цвета с шелковистой поверхностью. В пределах большинства обнаженных участков для рассматриваемых метаморфических сланцев характерно широкое развитие пегматитовых прожилков кварца (часто содержащих пятнисто-линзовидные скопления крупночешуйчатых агрегатов прохлорита и мусковита). Непосредственно к югу от с. Беюк-Кишлак вверх по разрезу кристаллические сланцы постепенно сменяются филлитами, содержащими тонкие прослои кварцитовидных, обычно тонкослоистых песчаников. Среди этой пачки встречаются редкие линзовидные прослои мраморов. Напротив, в основании разреза метаморфической толщи среди серицит-мусковитовых и графит-кварцитовых сланцев появляются прослои зеленых кварц-актинолитовых и кварц-хлоритовых сланцев тонкополосчато-линзовидной текстуры, являющихся, по-видимому, продуктами метаморфизма среднеосновных вулканитов. Видимая мощность асрикчайских сланцев 170 м, а ахынджачайских — 60 м. Площадь их выходов составляет 2 км². Они трансгрессивно перекрываются базальными конгломератами геттанга (?) мощностью 260 м и более. Последние в верхней части разреза сменяются серицит-кварцевыми песчаниками (белый горизонт), которые согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными серыми песчаниками и туффитами (40—50 м) синемюра.

В Ордубадском районе к северо-востоку от с. Пазмара в ущелье верховья р. Ванандчай Ш. А. Азизбековым и М. И. Рустамовым (1968) в пределах Мегри-Ордубадского батолита выделяется пазмаринский метаморфический комплекс, который тяготеет к известным Зангезурскому, Ньювадинскому и Карадагскому (на территории Ирана) массивам метаморфических пород. Кроме того, многочисленны породы их в виде ксенолитов отмечаются среди Адамелитовой интрузии батолита от левого склона р. Герданычай до окрестностей пос. Агарака. При этом в глубокоэрозионных долинах рек Ордубадчай, Газанчай, Кетамчай наблюдаются их агматиты. Пазмаринский массив, а также агматиты, приуроченные к Зангезурскому горст-поднятию, в пределах батолита

составляют зону юго-восточного направления. Во всех выходах обнаруживаются признаки регионального метаморфизма, перекристаллизация, линейность, полосчатость, частичная приконтактовая мигматизация и гранитизация, которые осложнены наложенным метаморфизмом Мегри-Ордубадского батолита. Пазмаринский массив вытянут в близ-меридиональном направлении (с падением СВ $60-80^\circ$) на 2,1 км при ширине в 0,25—0,40 км. Породы метаморфического комплекса разбиты многочисленными мелкими неровными трещинами, среди которых более или менее выдержанными являются продольные, имеющие СЗ $350^\circ \angle 70-85^\circ$ направление согласно простиранию и падению метаморфических пород. Последние представлены гнейсо-сланцами, амфиболитами, метабазитами и метакератофирами.

В пределах азербайджанской части южного склона Большого Кавказа метаморфические сланцы, по данным В. В. Вебера (1936), Э. Ш. Шихалибейли (1956), известны в верховьях р. Кайнарчай, у с. Шин по р. Шинчай и в Филифлинском овраге. Это пласты и валуны конгломератов в составе лузитана — кимериджа и в основании трансгрессивной серии валанжина. Представлены породы милонитами, гнейсо-сланцами и двуслюдяными гнейсами. Э. Ш. Шихалибейли объясняет наличие этих пород в пределах южного склона Большого Кавказа существованием отдельных выступов эопалеозой-докембрийских отложений до титонской трансгрессии, которые, размываясь, давали материал для их образования.

Нижний предел возраста метаморфических сланцев неопределенный. В Дзирульском массиве в 1931 г. И. Г. Кузнецовым и Г. П. Барсановым среди свиты филлитов и слюдисто-кварцевых сланцев, содержащих обломки мраморов, обнаружены *Archaeocyathus* sp., *Cascinocyathus caucasicus* Vol'og d., датирующие нижнекембрийский возраст.

Следует отметить, что метаморфические породы Азербайджана, Армении и Дзирульского массива хорошо сопоставляются с докембрийскими породами Южного Азербайджана и Восточного Ирана, выступающими в районе Дамгана, Эльбруса, Мишовдага, Карадага, оз. Резайе и Зенджана. В Южном Азербайджане породы метаморфического комплекса (Stocklin, Rutner and Nabavi, 1964) слагают ядра антиклинальных складок хребта Зенджан. Представлены они филлитами, слюдистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, мраморами, амфиболитами и породами более высокой степени метаморфизма, прорванными гранитами Дорана. На эродированной поверхности пород залегают слюдистые песчаники и песчаные сланцы с прослоями доломитов формации Баяндур (200—500 м), перекрывающейся формацией Доломиты Солтане. Последняя представлена массивными доломитами с прослоями кремнистых сланцев, известняков и мергелистых сланцев, содержащих остатки *Fermoria* sp. из верхнего докембрия или нижнего кембрия виндхийской системы Индии. Наряду с этими остатками в верхней части этой формации в южной части Зенджана встречаются *Stromatolites* («*Collenia*»), небольшие трубки *Salterella* и многочисленные органические остатки, которые хорошо сопоставляются с формами из отложений верхнепротерозойского вендского комплекса Русской платформы.

Эти органические остатки и стратиграфическое залегание формации Доломиты Солтане под формацией Барута и песчаники Лалуна, содержащие нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы, указывают на позднекембрийский ее возраст. Следовательно, возраст подстилающих их метаморфических комплексов надо отнести к более низким горизонтам докембрия.

Таким образом, если сопоставлять метаморфический комплекс Азербайджана с отложениями Дзирульского массива, то его можно отнести к венду и нижнему кембрию, а если с отложениями Ирана, то возраст определяется как докембрийский, точнее довендский.

ПАЛЕОЗОИ

Палеозойские (ордовикские ?; девонские, каменноугольные и пермские) и триасовые отложения Азербайджана развиты на территории Нахичеванской АССР, слагая в бассейнах Восточного Арпачая, Джагрычая и Джульфинского ущелья Аракса нижнеюрский Шаруро-Джульфинский антиклинорий.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовика (?) представлены чередованием черных углестых графитизированных известняков, глинистых сланцев, известково-кремнистых, кварцевых песчаников и кварцито-песчаников, вскрытых под фаунистически охарактеризованными отложениями эйфельского яруса опорной скважины горы Дагна. Возраст этой толщи отнесен условно к ордовику по аналогии с соответствующими отложениями Ирана (Гансер и Хубер, 1962; Штеклин и др., 1964) и Турции (Алтыли, 1966).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Изучением девонских отложений Нахичеванской АССР занимались Г. В. Абих (1873₂), Ф. Фрех, Г. Артагер (1899), П. Бонне, (1924), Р. А. Аракелян (1952), М. А. Ржонническая (1948), Ш. А. Азизбеков (1961) и др.

Девонские отложения на рассматриваемой территории занимают площадь около 100 км² и представлены средним и верхним отделами (рис. 2). Они участвуют в строении Шаруро-Джульфинского антиклинория, представленного Дагна-Велидагской, Яйджи-Садаракской, Юхари-Данзикской и Мегридагской антиклинальными складками северо-западного простирания.

Средний девон. Эйфельский ярус представлен темно-серыми тонкозернистыми органогенными кристаллическими известняками, переслаиваемыми с их пелитоморфными, брекчиевидными, ракушняковыми, оолитовыми, сланцеватыми и песчанистыми разностями, а также с известковистыми кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками и кварцитами и слабоуглистыми известковистыми аргиллитами. В этих отложениях встречаются пластовые инъекции диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов мощностью от 0,5 до 3 м.

Разрез отложений нижней части эйфельского яруса по данным опорной скважины горы Дагна следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|---------|
| 1. Чередование неравномернозернистых и пелитоморфных песчано-кремнистых известняков и известковистых кварцевых песчаников с прослоями глинистых сланцев | 97,5 м |
| 2. Чередование неравномернозернистых песчанистых известняков с пелитоморфными и глинистыми разностями | 61,6 „ |
| 3. Чередование известково-глинистых сланцев и неравномернозернистых песчанистых известняков с прослоями известковистых кварцевых песчаников и кварцито-песчаников | 142,3 „ |

В обнажениях на южном склоне горы Дагна наблюдается следующий разрез верхней части эйфельского яруса, являющийся продолжением приведенного разреза опорной скважины:

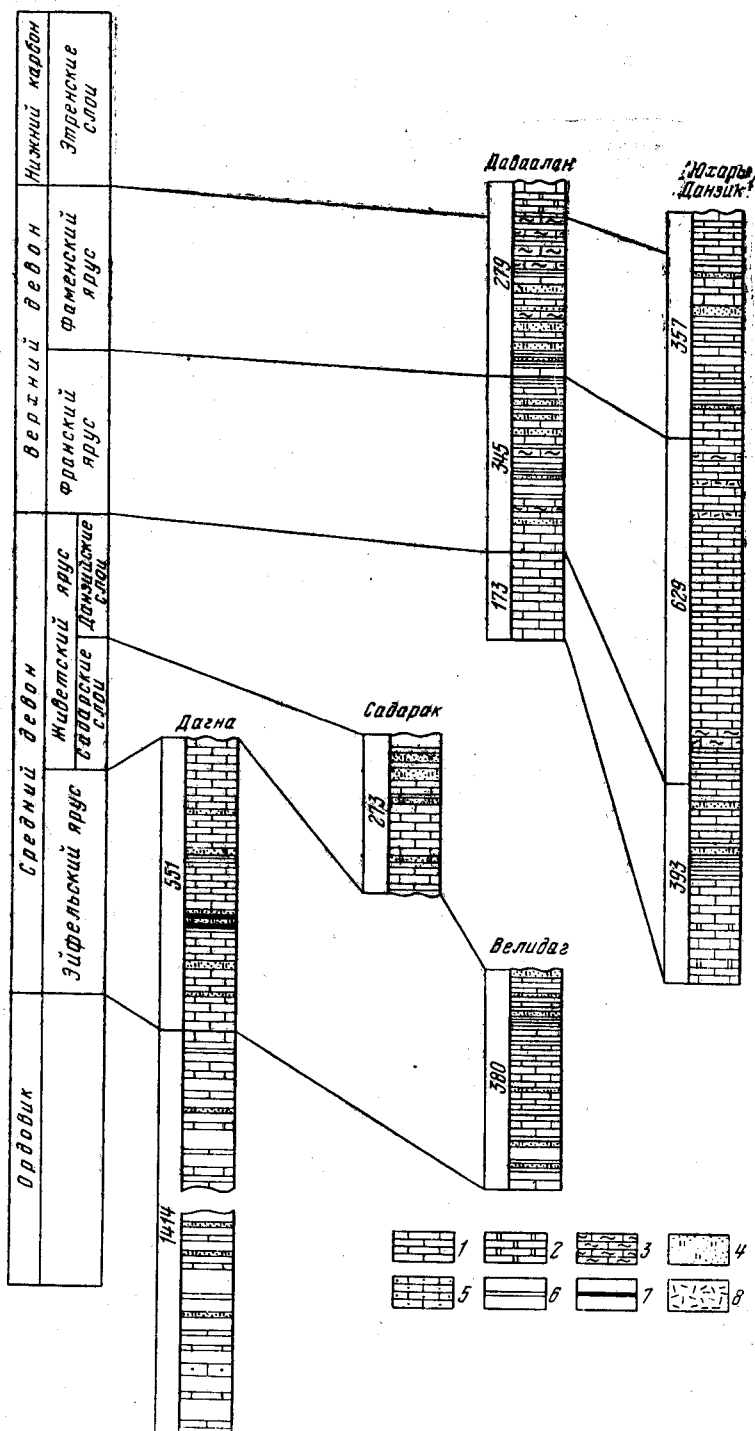


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов девонских отложений юга Малого Кавказа

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — песчаники, кварцито-песчаники и кварциты; 5 — песчаные известняки; 6 — аргиллиты и глинистые сланцы; 7 — пластовые инъекции диабазовых пород; 8 — фаниты

- | | |
|--|--------|
| 1. Тонкослоистые мелкозернистые кристаллические известняки темно-серого цвета. Падение СЗ 310°, $\angle 10^\circ$ | 20 м |
| 2. Толстослоистые темно-серые ракушняковые известняки с многочисленной фауной брахиопод и мелкозернистые темно-серые песчаники | 56 „ |
| 3. Переслаивание темно-серых мелкозернистых кристаллических известняков. Падение СЗ 310°, $\angle 15^\circ$ с серыми тонкослоистыми мелкозернистыми известковистыми кварцевыми песчаниками | 44 „ |
| 4. Темно-серые мелкозернистые кристаллические известняки | 80 „ |
| Мощность обнаженной части отложений верхней части эйфельского яруса | 200 м. |

Для отложений эйфельского яруса характерны следующие ископаемые формы¹ *Favosites goldfussi* M. E d w. et H., *Heliolites porosus* Gr., *Endophyllum nicolai michaelides* sp. n., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Fenestella stellulatum* Nichols, *Pentamerus sieberi* v. Buch., *Gypidula* cf. *brevirostris* Phill., *Leptaena depressa* Sow., *Chonetes bretrii* Schnur., *Atrypa reticularis* L., *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Merista plebeia* Sow.

Живетский ярус представлен (снизу вверх) садаракскими и данзикскими слоями. Первые представлены толсто-, средне- и тонкослоистым переслаиванием темно-серых крипто-, мелко- и среднезернистых кристаллических органогенных известняков с их брекчиевидными, сланцеватыми и песчанистыми разностями, а также темно-серыми, местами слабо ожелезненными, глинистыми и мергелистыми сланцами и серыми известковистыми кварцито-песчаниками и кварцитами.

Разрез садаракских слоев живетского яруса района с. Садарак следующий:

- | | |
|--|-------|
| 1. Чередование темно-серых криптозернистых нередко песчанистых с богатой фауной фораминиферовых известняков (с кальцитовыми прожилками), мергелистых и глинистых сланцев с редкими прослоями известковистых кварцевых песчаников | 153 м |
| 2. Чередование глинистых и мергелистых сланцев, мергелей, кристаллических брекчиевидных известняков | 64 „ |
| 3. Чередование мелкозернистых органогенных кристаллических известняков с кораллами <i>Pseudomplexus</i> sp., мелкозернистых известковых кварцевых песчаников и ожелезненных глинистых сланцев | 56 „ |

Известняки содержат фауну: *Thamnopora cervicornis* (Blauw.), *Macgeea araxis* (Frech.), *Lythophyllum divisum* Wedek., *Alveolites* sp., *Schizophoria* sp., *Rhipidomella* aff. *subcordiformis* Kayser, *Scheltwienella umbraculum* Schloth., *Atrypa desquatinata hunanensis* Grabau, *Indospirifer* aff. *pseudowilliamsi* (Rzons.), *Hysterolites mediotectus* A. et V., *Enanthiosphen* sp., *Rhipidomella* aff. *subcordiformis* Kayser.

Данзикские слои, обнажающиеся по левому берегу Восточного Арпачая, ниже с. Юхары Данзик, представлены тонко-мелкозернистыми и пелитоморфными известняковыми кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками и кварцитами, желтовато-серыми мелкозернистыми, нередко ожелезненными, известковистыми доломитами.

Разрез здесь следующий:

- | | |
|--|-------|
| 1. Чередование желтовато-серых мелкозернистых ожелезненных доломитов, темно-серых пелитоморфных известняков (с жеодами кварц-кальцитового агрегата), серых плитчатых песчанистых пелитоморфных известняков и желтоватых мелкозернистых кварцевых песчаников | 32 м |
| 2. Чередование темно-серых мелкозернистых известковистых доломитов, мелкозернистых кристаллических брекчиевидных и пелитоморфных известняков и желтовато-серых мелко- и среднезернистых известковистых кварцевых песчаников с прослоями темно-серых ракушняковых известняков с обильной фауной брахиопод | 100 „ |

* Фауна из сборов Ш. А. Азизбекова (1961) определена М. А. Ржонсницкой (девон), Д. Л. Степановым (карбон и пермь), Л. Д. Кипарисовой (триас).

3. Чередование желтовато-серых тонкозернистых известковистых кварцевых песчаников, темно-серых брекчиевидных и пелитоморфных песчанистых известняков и кварцито-песчаников с прослоями темно-серых слоистых мергелей и слабо ожелезненных глинистых сланцев	70 "
4. Чередование серых мелкозернистых известковистых кварцевых песчаников и темно-серых мелкозернистых кристаллических известняков	40 "
5. Темно-серые мелкозернистые кристаллические известняки с кальцитовыми жилками с прослоями (0,5—2 м) белесоватых мелкозернистых кварцитов	60 "
6. Чередование псевдобрекчиевидных и пелитоморфных темно-серых известняков (0,5—3 м), мелко- и среднезернистых известковистых кварцито-песчаников и глинистых сланцев. В средней части пачки и в кровле два прослоя темно-серого ракушнякового известняка с отпечатками водорослей. В этих известняках найдены <i>Spirifer mediotextus araxica</i> R z o n., <i>Camarotoechina</i> aff. <i>prolifera</i> Hall. и членики криноидей (определения М. А. Ржонсницкой)	75 "
377 м	

Известняки содержат фауну: *Spirifer* cf. *mediotextus* Arch. et Verp., *Emanuella inflata* Schnur., *Cyrtina heteroclia* Defr., *Camarotoechia* aff. *prolifera* Hall., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A. tubaecostata* Raesck., *A.* cf. *desquamata* Sow., *Athyris* sp., *Productella subaculeata* Murch.

Верхний девон. Франский ярус характеризуется (по разрезу Юхары Данзик-Гюмушлук) переслаиванием мергелистых и глинистых сланцев с темно-серыми крипто- и мелкозернистыми известняками, с их кристаллическими, пелитоморфными, брекчиевидными, ракушняковыми и песчанистыми разностями, а также кварцито-песчаниками и кварцитами, мергелистыми и глинистыми сланцами и фтанитами.

По левому берегу Восточного Арпачая, ниже с. Юхары Данзик, снизу вверх обнажается следующий разрез отложений франского яруса (продолжение разреза данзикских слоев живетского яруса в том же обнажении):

1. Темно-серые мелкозернистые известняки и светло-серые тонкополосчатые мелкозернистые кварциты. В верхней части пачки отмечена пластовая инъекция габбро-диабазы мощностью 5—6 м	65 м
2. Чередующиеся черные пелитоморфные песчанистые известняки, темно-серые мергелистые сланцы (0,4—0,6 м) и серые мелко-среднезернистые кристаллические известняки	76 "
3. Черные битуминозные мелкозернистые кристаллические известняки	45 "
4. Темно-серые трещиноватые пелитоморфные известняки	20 "
5. Чередование черных битуминозных криптозернистых и темно-серых мелкозернистых кристаллических известняков с кальцитовыми прожилками. В кровле пачки зафиксирована пластовая инъекция габбро-диабазы мощностью 5—6 м	76 "
6. Чередование черных криптозернистых песчанистых известняков с кальцитовыми прожилками и темно-серых мергелистых сланцев. Мощность прослоев известняков 2—3 м, сланцев 0,5—0,8 м. В кровле пачки находится пласт мелкозернистого кристаллического известняка мощностью 6 м с многочисленной фауной (определения М. А. Ржонсницкой): <i>Atrypa tubaecostata</i> Raesck., <i>A.</i> ex gr. <i>reticularis</i> L., <i>Atrypa</i> sp., <i>Thamnopora vermicularis</i> (M'Co y), <i>T. poliforata</i> Schloth. и формой, близкой к <i>Cyathophyllum torquatum orientalis</i> Reed., описанной из франского яруса Малой Азии	65 "
7. Темно-серые средне- и мелкозернистые кристаллические известняки с прослоями (0,6—0,8 м) алевролитистых пелитоморфных их разностей и мергелистых сланцев. В кровле пластовая инъекция кварцевого диабазы мощностью до 12 м	75 "
8. Чередование мелко- и среднезернистых светло- и темно-серых кристаллических известняков и темно-серых, почти черных слоистых фтанитов мергелистых сланцев с фауной (определения М. А. Ржонсницкой): <i>Atrypa tubaecostata</i> Raesck., <i>A.</i> ex gr. <i>reticularis</i> L., <i>A.</i> sp., <i>Thamnopora vermicularis</i> (M'Co y), <i>T. poliforata</i> Schloth. и <i>Favosites</i> ex gr. <i>robustus</i> Lec., <i>Macgeea</i> aff. <i>multizonata</i> Reed., <i>M.</i> sp. указывающей на франский ярус верхнего девона. Падение ЮЗ 230°, 45°. Мощность известняков 7—8 м, сланцев 0,6—0,8 м	183 "
605 м	

Известняки содержат следующую фауну: *Heliolites porosus* Goldf., *Peneckiella darvini* (Frech.), *Schizophoria striatula* Schloth., *Schizophoria* sp., *Productella subaculeata* Murch., *Camarotoechia* aff. *prolifera* Hall., *C. ex gr. livonica* Buch., *Camarotoechia* sp., *Atrypa ex gr. reticularis* L., *A. cf. tubaecostata* Paeck., *Cyrtospirifer* aff. *subradisjunctus* Obbruch., *C. cf. persicus* Reed., *Spirifer mediotextus araxicus* Rzon.

Мощность отложений франского яруса с севера на юг уменьшается от 605 м (по разрезу Юхары Данзик) до 276 м (по разрезу горы Геранкаласы), и в этом направлении происходит возрастание терригенных осадков, а также появление в разрезе горы Геранкаласы в песчаных прослоях фауны и детритусовых известняков. Этот бассейн также широко сообщался с франскими бассейнами Урала, Тимана и Памира.

Фаменский ярус мощностью по разрезам Даваолан — Мюнхбалаоглы — 279 м, Геранкаласы 157 м, Юхары Данзик — Гюмушлук 357 м и Паядара 239 м характеризуется чередованием мелкозернистых органогенных кристаллических и песчаных известняков и битуминозных глинистых сланцев; в средней части появляются плитчатые оолитовые и фукоидные известняки, а в верхней — ракушняковые известняки.

По левому берегу Восточного Арпачая, ниже с. Юхары Данзик, обнажается следующий разрез отложений фаменского яруса:

1. Темно-серые мелкозернистые кристаллические известняки и прослой (0,1—0,2 м) темно-серых листоватых битуминозных глинистых сланцев . . .	42 м
2. Чередование темно-серых средне-мелкозернистых кристаллических известняков (3—4 м), листоватых глинистых сланцев и буроватых мелкозернистых кварцитов (4—5 м) . . .	36 „
3. Темно-серые и мелкозернистые кристаллические известняки с редкими прослоями буроватых кварцитов . . .	34 „
4. Кварциты, переслаивающиеся с темно-серыми неравномернозернистыми песчаными и плитчатыми оолитовыми известняками . . .	75 „
5. Чередование мелкозернистых буровато-серых кварцитов и темно-серых мелко-среднезернистых известковистых кварцевых песчаников . . .	85 „
6. Чередование темно-серых ракушняковых известняков с прослоями (0,5—1,5 м) буроватых мелкозернистых ожелезненных кварцитов и глинистых сланцев. (Пачка является переходной от верхнего девона к низам карбона)	85 „
	357 м

Для этого яруса характерна следующая фауна: *Schuchertella ex gr. crenistria* Phill., *Orthoceras* sp., *Streptorhynchus natyricus* Nal., *Plicatifera ex gr. praelonga* Sow., *Waagenoconcha caucasica* sp. nov., *Camarotoechia litiensis* Goss., *Leiorhynchus* sp., *Cyrtospirifer cf. pamiricus* Reed., *Spirifer* aff. *rowleyi* Well., *Athyris (Composita)* aff. *trinuclea* Hall., *A. aff. incrassata* Hall., *A. sulcifera* Nal., *Productella lachrymosa lima* Gorn.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Первые сведения о наличии на территории Нахичеванской АССР отложений карбона даются Г. В. Абигом (1878), приведшим из палеозойских отложений, слагающих Джульфинский район, нижнекарбонные фораминиферы *Staffella sphaerica* и колониальные кораллы — *Styliphylum voltzi*. Впоследствии Г. В. Абигом ввиду переопределения В. Меллером (1879) некоторых видов относит вмещающие их породы по возрасту к пермо-карбону. Ф. Фрех, посетивший Джульфинское ущелье р. Аракса и район с. Яйджи, нижнекарбонные отложения этого района впервые подразделяет на турнейский, визейский и московский ярусы. Причем последний, из которого приводятся кораллы и *Fusulinella sphaerica* Abich, выделяется условно. Ф. Фрех указывал на от-

сутствие здесь большей части верхов карбона. П. Бонне, изучая палеозойский комплекс отложений Армении и Нахичеванской АССР, в Джульфинском ущелье р. Аракса в каменноугольных отложениях выделял три отдела. К. Н. Паффенгольц, в основном придерживаясь стратиграфической схемы П. Бонне, известняки с *Fusulinella sp. haerica* Abich и кораллами отнес к московскому ярусу, выше лежащие известняки с фораминиферами — к уральскому, а известняки с брахиоподами — к перми. Таким образом, как П. Бонне, так и К. Н. Паффенгольц разрез карбона считают непрерывным и переходящим в отложения перми.

Ш. А. Азизбековым (1961) в составе каменноугольных отложений на территории Нахичеванской АССР выделяется нижний отдел.

Нижний карбон. Породы нижнего карбона представлены турнейским и визейским ярусами (рис. 3), литологически характеризующимися чередованием брекчиевидных известняков, черных глинистых сланцев, полосчатых кварцитов, кварцито-песчаников и песчаников, выше переходящих в пелитоморфные и песчаные известняки. В верхней половине нижнекаменноугольного разреза отмечается уменьшение песчаных и глинистых прослоев за счет возрастания известняков и мергелей.

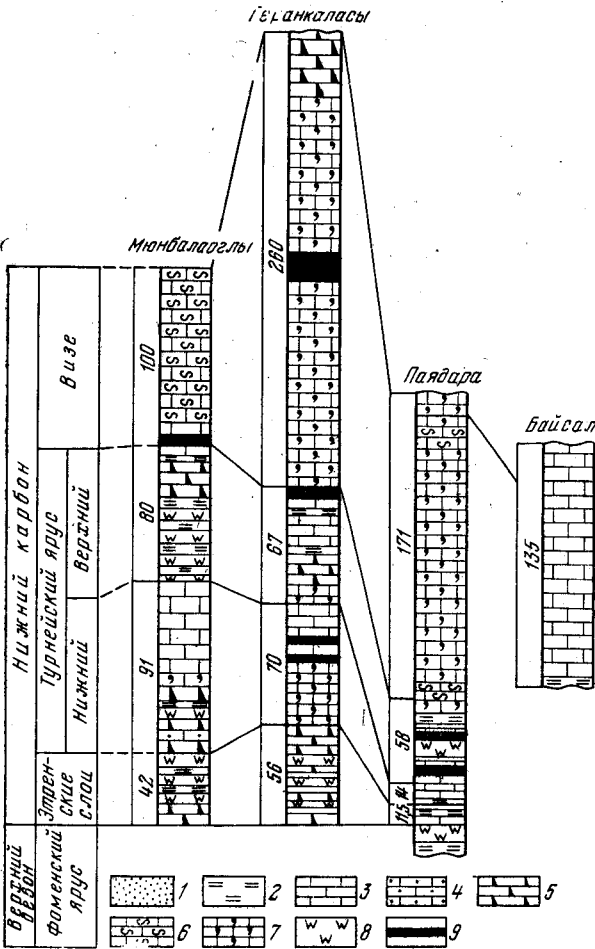


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов каменноугольных отложений юга Малого Кавказа

1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — известняки; 4 — брекчиевидные известняки; 5 — тонкозернистые известняки; 6 — тонкозернистые известняки; 7 — мелко-тонкозернистые органогенные известняки; 8 — кварциты; 9 — пластовые интрузии диабазов

Турнейский ярус. Отложения турнейского яруса выступают на дневную поверхность на крыльях Дагна-Велидагской, Юхары-Данзиковской и южном крыле Яйджа-Садаракской антиклиналей. Они также участвуют в строении Мегридагской и Кечалтапинской антиклинальных складок.

Наиболее полные обнажения их Ш. А. Азизбековым указываются в разрезах гор Мюнхбалаоглы, Геранкаласы и ущелья Паядара. Турнейский ярус на основании литологии и фауны подразделен на этренские, нижнетурнейские и верхнетурнейские слои (см. рис. 3). Литологически он представлен массивными и тонко-среднезернистыми кристал-

лическими известняками с разнозернистыми разностями. Известняки местами чередуются с тонкими (1—3 м) прослоями глинистых сланцев, пропитанных органическим пигментом, кварцевых песчаников, кварцито-песчаников и кварцитов.

В районы горы Мюнхбалаоглы, в 1,5 км к северо-западу от с. Ашага Яйджи, Ш. А. Азизбековым, (снизу вверх) зафиксирован следующий разрез турнейского яруса:

Этренские слои. 1. Темно-серые брекчиевидные известняки с <i>Rhipidomella michelini</i> L'E v., <i>Orthotetes planumbona</i> Welber, <i>Plicatifera praelingus</i> Sow., <i>Waagenoconcha nechoroschewi</i> Nal., <i>Athyris glabularis</i> L., A. cf. <i>globularis</i> L., <i>A. sulcifera</i> Nal., <i>Athyris</i> sp., <i>Cyrtospirifer</i> cf. <i>jullii</i> Desh., <i>Productus (Spinulicosta) niger</i> Goss., <i>P. (Plicatifera) praelongus</i> Sow.	1,2 м
2. Переслаивающиеся черные глинистые сланцы и светло-серые, местами бурые (ожеженненные) кварциты	30 "
Нижнетурнейские слои. 3. Темно-серые брекчиевидные мелко- и среднезернистые известняки со <i>Spirifer tornacensis</i> Kon., <i>Spex</i> gr. <i>tornacensis</i> Kon., <i>Rhipidomella michelini</i> L'E v., <i>Rh.</i> cf. <i>michelini</i> L'E v., <i>Productus (Dictyoclostus) cf. semireticulatus</i> Mart.	10 "
4. Желтовато-серые мелкозернистые и пелитоморфные песчаные известняки, кварциты и черные сланцы с прослоями темно-серых брекчиевидных известняков	40 "
5. Темно-серые известняки с прослоями желтовато-серых песчаников и черных глинистых сланцев; последние содержат: <i>Productus (Dictyoclostus) burlingtonensis</i> Hall., <i>Spirifer tornacensis</i> Kon., <i>Schuchertella</i> ex gr. <i>crenistris</i> Phill., <i>Camarotoechia</i> sp., <i>Athyris globularis</i> Phill.	41 "
Верхнетурнейские слои. 6. Переслаивающиеся желтовато-серые мелкозернистые плотные кварцито-песчаники и черные глинистые сланцы с прослоями темно-серых мелкозернистых известняков с <i>Camarotoechia</i> ex gr. <i>pleurodon</i> Phill., <i>Spirifer</i> ex gr. <i>tornacensis</i> Kon., <i>Schuchertella</i> ex gr. <i>crenistris</i> Phill., <i>Rhipidomella michelini</i> L'E v., <i>R.</i> cf. <i>michelini</i> L'E v.	50 "
7. Темно-серые крупнозернистые известняки с редкими прослоями глинистых сланцев; ниже темно-серые брекчиевидные известняки с <i>Dictyoclostus fernglensis</i> Well., <i>Spirifer</i> aff. <i>lenuicostatus</i> Hall., <i>Productus (Dictyoclostus) cf. semireticulatus</i> Mart.	30 "
	213 м

Отложения турнейского яруса слагают Гюмушлугскую антиклиналь, выступая на дневную поверхность на юго-западном крыле ее, в нижнем течении р. Арпа на северном склоне горы Геранкаласы. Ш. А. Азизбеков (1961) и Р. А. Аракелян в 1964 г. на основании литологического и фаунистического состава эти отложения подразделили на три слоя. При этом Р. А. Аракелян общепринятым наименованием слоев дает иные, а именно: этренским слоям — (62 м) — аршакиахпюрская свита, нижнетурнейским слоям (62 м) — геранкаласинская свита и верхнетурнейским (88 м) — армашская свита.

Отложения турнейского яруса рассматриваемого разреза представлены следующей серией пород:

Этренские слои. 1. Переслаивающаяся пачка белых сахаровидных, с поверхностью ожеженненных кварцитов и черных слюдястых глинистых сланцев	32 м
2. Пачка серых песчаных известняков с ожеженненными участками и бугристой поверхностью напластования с <i>Aucella interlineata</i> (Sow.), <i>Orthotetes (Schelwiebella) planumbona</i> Weller, <i>Plicatifera niger</i> (Goss.), <i>Pl. raddeanus</i> (Fech.), <i>Waagenoconcha maxima</i> Abrahamian, <i>Camarotoechia arabica</i> Abrahamian, <i>C. panderis</i> (Sem. et Moll.), <i>Leiorhynchus dichotomians</i> Abrahamian, <i>Cyrtospirifer julii</i> (Desh.), <i>Athyris lamellosa</i> L'E v.	30 "
Нижнетурнейские слои. 3. Переслаивающаяся пачка ожеженненных кварцитов и глинистых сланцев. В нижней половине пачки сланцы черные слюдястые с прослоями органогенно-обломочных известняков, а в верхней — зеленатовато-серые с прослоями известковистых песчаников. Отсюда определены: <i>Rhipidomella michelini</i> (L'E v.), <i>Orthotetes kaskasiensis</i> M'Chesmeу, <i>Plicatifera niger</i> (Goss.), <i>Spirifer tornacensis</i> Kon., <i>Athyris lamellosa</i> L'E v., <i>Micellinia tenuisepta</i> (Phill.), <i>Keyserlingophyllum obliquum</i> (Keys.), <i>Cyathoclistia coniseptum</i> Keys., <i>Cyathophyllum</i> sp.	62 "

Верхнетурнейские слои. 4. Пачка тонко- и среднезернистых битуминозных органогенных известняков, содержащих <i>Dictyoclostus burlingtonensis</i> (Hall.), <i>Pustula</i> sp., <i>Neospirifer attenuatus</i> (Sow.), <i>Athyris tau</i> Nal., <i>Keyserlingophyllum obliquum</i> (Keys.), <i>Rodophyllum dubium</i> Gorsky, <i>Uralina</i> sp., <i>Cyathoclisia coniseptum</i> Keys., <i>Zaphrentis</i> sp., <i>Hyperammina vulgaris minor</i> Raus.	16 „
5. Пачка средне- и тонкослоистых органогенно-обломочных и пелитоморфных известняков и рассланцованных тонкослоистых известково-глинистых песчаников. Известняки содержат скудную фауну брахиопод, аналогичную с предыдущей пачкой.	72 „
	212 м

Отложения турнейского яруса в ущелье Паядара, по Ш. А. Азизбекову, представлены в следующей последовательности (снизу вверх):

Этренские слои. 1. Крупнокристаллические песчаные известняки с фауной <i>Rhipidomella michelini</i> L'Ev., <i>Athyris</i> sp., <i>Productidae</i> , <i>Schelvinella</i> (?) sp. indet., <i>Camarotoechia letiensis</i> Goss., <i>Productus (Spinulicosta) niger</i> Goss., <i>Cyrtospirifer aff. julii</i> Desh., <i>C. ex gr. Verneuli</i> Murch.	4,0 м
2. Глинистые сланцы	3,0 „
3. Мелко- и среднезернистые кристаллические известняки с фауной <i>Lamellispirifer aff. posterus</i> Hall., <i>Schuchertella ex gr. crenistria</i> Phill., <i>Productus (Plicatifera) aff. praelongus</i> Sow., <i>Pr. (Pl.) cf. onustus</i> Hall., <i>Naticopsis martha</i> Frech., <i>Myalina</i> sp., <i>Fenestella</i> sp., <i>Athyris sulcifera</i> Nal.	4,5 „
Нижнетурнейские слои. 4. Чередующиеся мелкозернистые кварцевые песчаники (0,2—0,3 м) и тонко- и мелкозернистые песчаные известняки (0,2—0,5 м). В основании пачки залегают глинистые сланцы	14 „
Верхнетурнейские слои. 5. Глинистые сланцы	3 „
6. Крупнозернистые известняки	4 „
7. Глинистые сланцы	2,5 „
8. Кварциты	1 „
9. Тонко- и мелкозернистые известняки	3 „
10. Глинистые сланцы	2 „
11. Мелкозернистые кварциты	6 „
12. Глинистые сланцы	3 „
13. Брекчиевидные известняки	1 „
14. Глинистые сланцы	2 „
15. Чередование глинистых сланцев (0,2—0,5 м) с тонко- и мелкозернистыми известняками и ожелезненными кварцито-песчаниками	6 „
16. Мелкозернистые известковистые кварцевые песчаники	2,5 „
17. Глинистые сланцы	1,5 „
	73 м

Визейский ярус. Отложения визейского яруса (см. рис. 3) сохранились лишь в пределах Гюмушлугской антиклинали. Они согласно залегают на породах верхнетурнейских слоев и литологически представлены пачкой органогенно-обломочных песчаных плотных мелкозернистых известняков, переходящих вверх по разрезу в тонкослоистые рассланцованные песчано-глинистые шламовые известняки мощностью 44 м. Породы содержат *Dionophyllum* sp., *Endothyra bradyi* Mikh., *E. prisca* Raus. et Reittl., *Eostaffela mosquensis* Viss., *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reittl., *Tetrataxis minima* Lee et Chen. Приведенная ассоциация фауны характеризует по возрасту вмещающие их породы как низы визейского яруса.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы, получившие сравнительно небольшое развитие на территории Нахичеванской АССР, выступают на дневную поверхность в пределах Шаруро-Джувльфинского антиклинория.

Наличие осадков пермского возраста впервые было констатировано В. Меллером (1879) в районе Джувльфинского ущелья, которые позднее Е. Мойсисовичем на основании переопределения ранее обнаруженной Г. Абигом *Pecten tortilis* Sem., *Avicula cf. clarai*, считавшим ее

каменноугольной, были отнесены к нижнему триасу. Ф. Фрех и Г. А. Артгабер (1899) из «джульфинских слоев» Г. В. Абиха (1887^{1, 2}) собрали обильную фауну, после обработки которой Г. А. Артгабер выделил 61 форму и 46 видов. Пермские отложения Джульфинского ущелья Аракса описаны А. А. Стояновым (1910). По фауне брахиопод и цефалопод они отнесены Ш. А. Азизбековым (1961) к верхней перми.

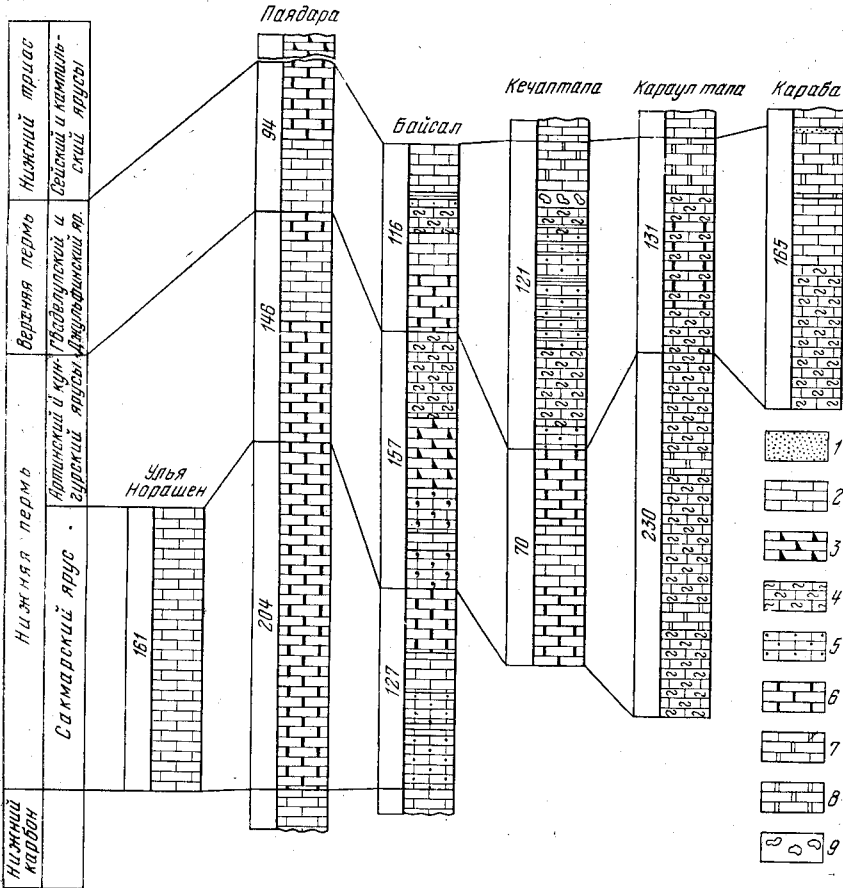


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов пермских отложений юга Малого Кавказа

1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — брекчиевидные известняки; 4 — мелко-тонкозернистые кремнистые известняки; 5 — органогенные известняки; 6 — битуминозные известняки; 7 — мелко-тонкозернистые доломитизированные известняки; 8 — доломиты; 9 — конгломераты

В течение ряда лет палео-мезозойские отложения Малого Кавказа (Нахичеванской АССР и Армении) изучались П. Боннэ (1912, 1922, 1924, 1947).

Пермские отложения юга Малого Кавказа наиболее полно освещены в работах Ш. А. Азизбекова (1961), А. М. Садыкова (1954) и Р. А. Аракеляна (1952). По детально составленным разрезам и собранной фауне пермские отложения Шаруро-Джульфинского антиклинория в пределах Нахичеванской АССР расчленяются Ш. А. Азизбековым и А. М. Садыковым на нижнюю (сакмарский, артинский и кунгурский ярусы) и верхнюю пермь (рис. 4). Они слагают раннекиммерийский Шаруро-Джульфинский антиклинорий в бассейне Восточного Арпачая и Джульфинского ущелья Аракса.

Нижняя пермь. Отложения нижней перми зафиксированы на рассматриваемой территории в разрезах ущелья Паядара, гор Кечалтапа, Байсал и Караултапа. Литологически они представлены темно-серыми, черными тонко-, средне- и толстослоистыми пелитоморфными, глинисто-битуминозными известняками и черными доломитизированными известняками.

По данным Гленистера и Ферниша, нижнепермский отдел подразделяется на ассельский, сакмарский и артинский ярусы. На территории Закавказья и Нахичеванской АССР ассельские отложения отсутствуют. Здесь в составе нижней перми выделяются лишь сакмарский и артинский ярусы.

Сакмарский ярус. Отложения сакмарского яруса по сравнению с другими ярусами нижней перми получили небольшое развитие в ущелье Паядара (214 м), в районе гор Байсал (127 м) и Кечалтапа (133 м). Представлены они темно-серыми и черными тонко-, средне- и толстослоистыми массивными и листоватыми, тонко- и мелкозернистыми кристаллическими, реже псевдооолитовыми, брекчиевидными, сланцеватыми, пелитоморфными, доломитизированными и песчанистыми известняками, большей частью загрязненными глинистыми частицами и пропитанными органическим пигментом.

В ущелье Паядара зафиксирован следующий разрез сакмарских отложений, залегающих с кажущимся несогласием на известняках нижнего карбона:

1. Чередующиеся серые мелкозернистые псевдооолитовые известняки (0,7—1 м) и мелкозернистые глинисто-битуминозные известняки (0,5—1,5 м)	8 м
2. Сланцеватые мелкозернистые глинисто-битуминозные известняки с <i>Linoproductus lineatus</i> Waag., <i>Strophalosia</i> (?) <i>intermedia</i> Abich, <i>Buxtonia juresanensis</i> Tschern. (определения Д. Л. Степанова)	15 „
3. Черные мелкозернистые глинисто-битуминозные известняки с приведенной выше фауной	4 „
4. Черные битуминозные мелкозернистые песчанистые известняки с тонкими прослоями светлых разностей	14 „
5. Криптозернистые глинисто-битуминозные известняки	2,5 „
6. Переслаивающиеся крипто- и мелкозернистые глинисто-битуминозные известняки	19,5 „
7. Черные, криптозернистые известняки с прослоями пелитоморфных и песчанистых разностей с фауной плохой сохранности	29 „
8. Криптозернистые глинисто-битуминозные известняки	36 „
9. Толстослоистые мелкозернистые глинисто-битуминозные органогенные известняки	8 „
10. Черные мелкозернистые глинисто-битуминозные известняки с тонкими прослоями песчанистых разностей с фауной: <i>Schizophoria</i> cf. <i>indica</i> Waag., <i>Linoproductus cora</i> Orb., <i>Buxtonia juresanensis</i> Tschern., <i>Fenestellidae</i> (определения Д. Л. Степанова)	19 „
11. Чередующиеся брекчиевидные тонкослоистые крипто- и мелкозернистые глинисто-битуминозные известняки	26 „
12. Толстослоистые мелкозернистые глинисто-битуминозные известняки с фауной <i>Marginifera spinosocostata</i> (Abich), <i>M. cf. intermediushelica</i> Abich, <i>Athyris</i> (<i>Cleiothyridia</i>) <i>acutomarginalis</i> Waag., <i>Linoproductus</i> ex gr. <i>cora</i> Orb., <i>Buxtonia juresanensis</i> Tschern. (определения Д. Л. Степанова)	33 „
	<hr/> 214 м

Разрез отложений сакмарского яруса из района горы Байсал (снизу вверх) следующий:

1. Темно-серые тонкослоистые криптозернистые глинисто-песчанистые известняки с прослоями более тонкослоистых разностей и с фауной <i>Linoproductus lineatus</i> Waag.	40 м
2. Темно-серые пелитоморфные глинистые известняки с фауной брахиопод: <i>Marginifera spinosocostata</i> Abich, <i>Lythonia richthofeni</i> Keys., <i>Productus chaoi</i> Fred.	7 „
3. Темно-серые песчанистые тонкослоистые известняки	30 „

4. Массивные толстослоистые серые, иногда брекчиевидные криптозернистые глинисто-битуминозные органогенные известняки с фауной <i>Productus (Linoproductus) cora lineata</i> Waag., <i>Productus</i> sp., <i>Neophricadothyris</i> sp., <i>Bellerophon</i> sp., <i>Naticopsis</i> sp., <i>Euomphon</i> sp., <i>Stylidophyllum</i> , <i>Michelina</i> , <i>Globivalvina</i> sp., <i>Nodosaria</i> sp.	50 м
	127 м

Сакмарские отложения выступают на дневную поверхность и в районе горы Кечалтапа, где они представлены следующей серией пород:

1. Темно-серые среднеслоистые и мелкозернистые битуминозные известняки с тонкими прослоями черных мергелистых сланцев	20 м
2. Толстослоистые темно-серые криптозернистые известняки, переслаивающиеся с тонкослоистыми разностями, содержащими <i>Marginifera spinosocostata</i> Abich, <i>M. intermediahelica</i> Abich, <i>M. intermediahelica multispinosa</i> Lich., <i>Neophricadothyris asiatica</i> Chaо, <i>Reticularia</i> sp., <i>Schizophoria indica</i> Waag.	18 „ 35 „
3. Среднеслоистые известняки с <i>Linoproductus lineatus</i> Waag.	15 „
4. Толстослоистые темно-серые пелитоморфные известняки с наличием в средней части их тонкослоистых кремнистых разностей	15 „
5. Темно-серые средне- и тонкослоистые неравномернозернистые битуминозные известняки со <i>Strophosia</i> cf. <i>medlicottiana</i> Waag.	45 „
	133 м

Артинский ярус. Породы артинского яруса слагают крылья Мегридагской и Данзикской антиклиналей.

Разрез отложений артинского яруса по юго-западному крылу Мегридагской антиклинали следующий:

1. Известняки темно-серые, среднеслоистые с кораллами и редкими фузулидами типа <i>Staffella spherica</i> Abich.	80 м
2. Известняки темно-серые, средне- и тонкослоистые с многочисленными фузулидами типа <i>Staffella spherica</i> Abich.	50 „
3. Известняки толстослоистые с кремнистыми включениями, содержащие губки	40 „
4. Известняки темно-серые, среднеслоистые с фузулидами и редкими губками	40 „
	210 м

Наибольшей мощности породы артинского яруса достигают на юго-западном крыле Данзикской антиклинали, где они представлены в следующем виде:

1. Известняки темно-серые, разнослоистые с <i>Bellerophon</i> , <i>Staffella sphaerica</i> Abich.	80 м
2. Известняки темно-серые, почти черные с кремнистыми включениями. Они содержат остатки <i>Staffella sphaerica</i> Abich и многочисленные водоросли	120 „
3. Известняки темно-серые, толстослоистые, содержащие <i>Staffella sphaerica</i> Abich, <i>Corwenia chishianensis</i> Ida, <i>Waagenoconcha indicum</i> (Waag et Wentz.). Из фораминифер отсюда определены представители <i>Globivalvulina</i> , <i>Hyperammina</i> , <i>Tuberitina</i> , <i>Endothyra</i>	50 „ 20 „
4. Известняки темно-серые, толстослоистые	20 „
	270 м

Верхняя пермь. Верхнепермские отложения в Нахичеванской АССР залегают согласно на нижнепермских породах. Литологически они представлены в нижней части темно-серыми, тонко- и среднезернистыми, тонко- и среднеслоистыми, глинисто- и кремнисто-битуминозными, реже пелитоморфными и сланцеватыми известняками, песчанистыми сланцами с преобладанием выше по разрезу песчанистых известняков и появлением известковых конгломератов, светло-серых доломитизированных известняков и доломитов.

В составе верхнепермских отложений (см. рис. 4) на территории Нахичеванской АССР выделяются гваделупский и джульфинский ярусы.

Гваделупский ярус. Отложения гваделупского яруса, развитые в пределах Мегридагской, Данзиковской, Хачикской и Кечалтапинской антиклиналей, представлены темно-серыми, черными, местами светло-серыми битуминозными известняками, переслаивающимися с прослоями черных битуминозных сланцев. На основании литологического и фаунистического состава они Р. А. Аракеляном, Т. А. Грунт и А. А. Шевыревым подразделяются на гнишикские и хачикские горизонты, составляющие гваделупский ярус. Последний хорошо отделяется от отложений артинского яруса по появлению богатой брахиоподовой фауны и представителей рода *Polydiexodina*.

На юго-западном склоне горы Мегридаг разрез гваделупского яруса следующий:

<i>Гнишикский горизонт</i> : 1. Известняки темно-серые, битуминозные, толсто- и среднеслоистые, содержащие <i>Polydiexodina persica</i> Kahler, <i>Waagenophyllum minimum</i> Dugl., <i>Wentzelella elegans flexuosa</i> Huang, <i>Staffella sphaerica</i> Abich, <i>Eoverbeekina</i> , <i>Globuvalvulina</i> , <i>Nodosaridae</i>	30 м
2. Известняки светло-серые с представителями рода <i>Marginifera</i>	40 „
<i>Хачикский горизонт</i> . 3. Известняки светло-серые, среднеслоистые, содержащие <i>Wentzelella</i> aff. <i>indica</i> Mans., <i>Nodosaria</i> , <i>Agathammina</i> , <i>Nankinella</i> , <i>Godonofusiella</i> , <i>Miliolidae</i> , <i>Geinitzina</i>	30 „
4. Известняки глинистые, светло-серые с <i>Neophrycodothyris</i> aff. <i>indica</i> Waag., <i>Nodosaria</i> , <i>Agathammina</i> , <i>Geinitzina</i> , <i>Miliolidae</i> , <i>Nankinella</i> , <i>Textularia</i> , <i>Permodiscus</i>	15 „
	<hr/> 115 м

Разрез отложений гваделупского яруса по юго-западному крылу Данзиковской антиклинали следующий:

<i>Гнишикский горизонт</i> : 1. Известняки темно-серые, средне- и толстослоистые с мелкими кремнистыми включениями и редкими фузулинидами. Отсюда определены <i>Eoverbeekina</i> , <i>Pseudofusulina</i> , <i>Codonofusiella</i>	25 м
2. Известняки темно-серые, содержащие <i>Wentzelella</i> aff. <i>indica</i> (Mans.), <i>Wentzelella</i> sp., <i>Nodosaria</i> , <i>Agathammina</i> , <i>Codonofusiella</i>	50 „
3. Известняки средне-толстослоистые с <i>Polipora</i> aff. <i>leirniica</i> Keys., <i>Sep-topora</i> ex gr. <i>veberi</i> Nikit.	
<i>Хачикский горизонт</i> . 4. Переслаивание темно-серых, темно-коричневых, расслаиваемых известняков с редкими прослоями углистых сланцев. Известняки содержат <i>Nodosaria</i> , <i>Agathammina</i> , <i>Geinitzina</i> , <i>Textularidae</i> и многочисленные водоросли	40 „
5. Известняки темно-серые, плотные, средне- и тонкослоистые, мергели с <i>Neophrycodothyris</i> aff. <i>asiatica</i> Chao и представители рода <i>Marginifera</i>	30 „
	<hr/> 175 м

На юго-западном крыле Хачикской антиклинали на дневную поверхность выступают отложения лишь хачикского горизонта, где наблюдается следующая серия пород:

1. Известняки пелитоморфные, темно-серые, среднеслоистые, битуминозные с прослоями черных битуминозных песчано-глинистых сланцев	85 м
2. Известняки пелитоморфные, темно-серые, среднеслоистые, органогенно-обломочные с прожилками кальцита	20 „
3. Органогенно-обломочные известняки темно-серого цвета, среднеслоистые с прослоями горных битуминозных слабокарбонатных, песчано-глинистых сланцев с редкими водорослями	36 „
	<hr/> 141 м

Разрез отложений гваделупского яруса района горы Кечалтапа следующий:

<i>Гнишикский горизонт</i> . 1. Известняки темно-серые, среднеслоистые	20 м
2. Известняки серые, толсто- и тонкослоистые с многочисленными брахиоподами и редкими кораллами табулят и мшанками	18 „
3. Известняки серые, среднеслоистые с <i>Linoproductus lineatus</i> Waag., <i>Strophalosia</i> cf. <i>intermedia</i> Ab., <i>Notothyris simplex</i> Waag.	35 „

4. Известняки темно-серые, толстослойные	15 м
5. Известняки серые, средне- и толстослойные с редкими брахиоподами	45 "
Хачикский горизонт. 6. Пачка массивных известняков	30 "
7. Известняки темно-серые, толстослойные с черными кремнистыми	
включениями	40 "
8. Известняки темно-серые с прослоями песчаников, содержащие <i>Geinitzina</i>	
ex gr. <i>uralica</i> Sal., <i>G. caucasica</i> Dutk., <i>Nodosaria</i>	26 "
9. Известняки глинистые и пелитоморфные	24 "
10. Пачка известковистых песчаников и песчано-глинистых сланцев	15 "
	<hr/>
	268 м

Джульфинский ярус. На территории Нахичеванской АССР отложения джульфинского яруса без признаков перерыва ложатся на породы гваделупского яруса. Они получили развитие в пределах Мегридагской, Хачикской и Кечалтапинской антиклиналей, где литологически представлены серыми, иногда темно-серыми известняками, светло-серыми, плитчатыми, частично глинистыми известняками.

Наиболее характерный разрез отложений джульфинского яруса наблюдается в Джульфинском ущелье Аракса, где он подразделяется на следующие фаунистически охарактеризованные слои:

1. Слой с <i>Codonofusiella</i> и <i>Reichelina</i> . Известняки массивные, серые, битуминозные, мелкозернистые с <i>Reichelina</i> ex gr. <i>cribrosepta</i> Erg., <i>R. chanchiaoensis</i> Sheng et Wang, <i>R. mirabilis</i> (Dut.), <i>Codonofusiella asiatica</i> K. M.—Masl., <i>C. ussuriensis</i> Toum., <i>C. armenica</i> , <i>C. lui</i> Sheng, <i>Waagenophyllum indicum</i> (Waag. et Wentz.)	5,5 м
2. Слой с <i>Araxilevis</i> . Известняки темно-серые, мергелистые с прослоями темно-серых глинистых сланцев, частично загипсованных, содержащие <i>Orthotetina peregrina</i> (Abich), <i>O. eusarkos</i> (Abich), <i>Tschernyschewia typica</i> Stoy., <i>Araxilevis intermedius</i> (Abich), <i>Notothyris djoulfensis</i> (Abich). Отсюда определены и мелкие фораминиферы, ругозы, табуляты, мшанки, криноидеи	12 "
3. Слой с <i>Araxoceras</i> и <i>Oldhamina</i> . Известняки темно-серые, мергелистые, частично комковатые, чередующиеся с брекчиевидными мергелями и глинистыми сланцами. Слой характеризуется следующим комплексом фауны: <i>Pleuromutilus incertus</i> (Abich), <i>Permonutilus abichi</i> (Krug.), <i>Neocycloceras obliqueannulatum</i> (Waag.), <i>Araxoceras latissimum</i> Ruzh., <i>A. latum</i> Ruzh., <i>Protoceras discoidale</i> Ruzh., <i>Vescotoceras parallellum</i> Ruzh., <i>V. persoides</i> (Abich), <i>Orthotichia minuta</i> (Abich), <i>Oldhamina transcaucasica</i> (Stoy.), <i>Leptodus richthofeni</i> Kays., <i>Wellerella arthaberi</i> Tschern., <i>Araxathyris protea</i> (Abich), <i>A. felina</i> (Arth.), <i>A. lata</i> Grunt., <i>Neophricodothyris indica</i> (Waag.)	8 "
4. Слой с <i>Vedicoceras</i> и <i>Haydenella</i> . Известняки темно-серые или красновато-бурые, тонкослойные, мергелистые, плотные, местами комковатые, чередующиеся с глинистыми сланцами, темно-серыми, зеленовато-серыми и бурными. Для этого слоя характерны: <i>Pleurophyllum brevisseptum</i> Iljina, <i>P. antractum</i> Iljina, <i>Pleuromutilus costalis</i> Shiman., <i>Dzhulfoceras furnishi</i> Ruzh., <i>Vedicoceras ventroplanum</i> Ruzh., <i>V. orbinense</i> Ruzh., <i>V. umbonovarium</i> Ruzh., <i>V. ventrosulcatum</i> Ruzh., <i>Haydenella kiangsiensis</i> (Kays.), <i>Orbinia productinaeformis</i> Sar., <i>Spiromarginifera pygmaea</i> Sar., <i>Wellerella dorashamensis</i> Sok., <i>Araxathyris araxathyris uraxensis</i> Grunt.	19 "
5. Темно-красные, иногда почти черные, сильно брекчированные глинистые сланцы с отдельными прослоями темно-красных известняков, плотных и комковатых. Из органических остатков встречены: <i>Xenapsis araxensis</i> Shev., <i>Phisonites triangularis</i> Shev., <i>Araxathyris araxensis</i> Grunt., <i>Comelicania triangularis</i> Grunt., <i>Janicipes janicipes</i> (Stache)	4,5 "
	<hr/>
	47 м

МЕЗОЗОИ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Впервые триасовые отложения на территории южной части Малого Кавказа (Нахичеванская АССР и Армении) были установлены Г. Аби-хом (1887_{1, 2}). Затем А. Стоянов (1910) установил нижнюю границу триаса по разрезу Джульфинского ущелья Аракса, а П. Боннэ (1912) по этому же разрезу выделил три отдела триаса, обновив палеонтоло-

гически лишь нижний. Исследования К. Н. Паффенгольца и Н. Н. Яковлева не внесли нового в расчленение триаса рассматриваемой территории. Ш. А. Азизбековым и А. М. Садыковым было дано детальное подразделение триасовых отложений Нахичеванской АССР, которые зани-

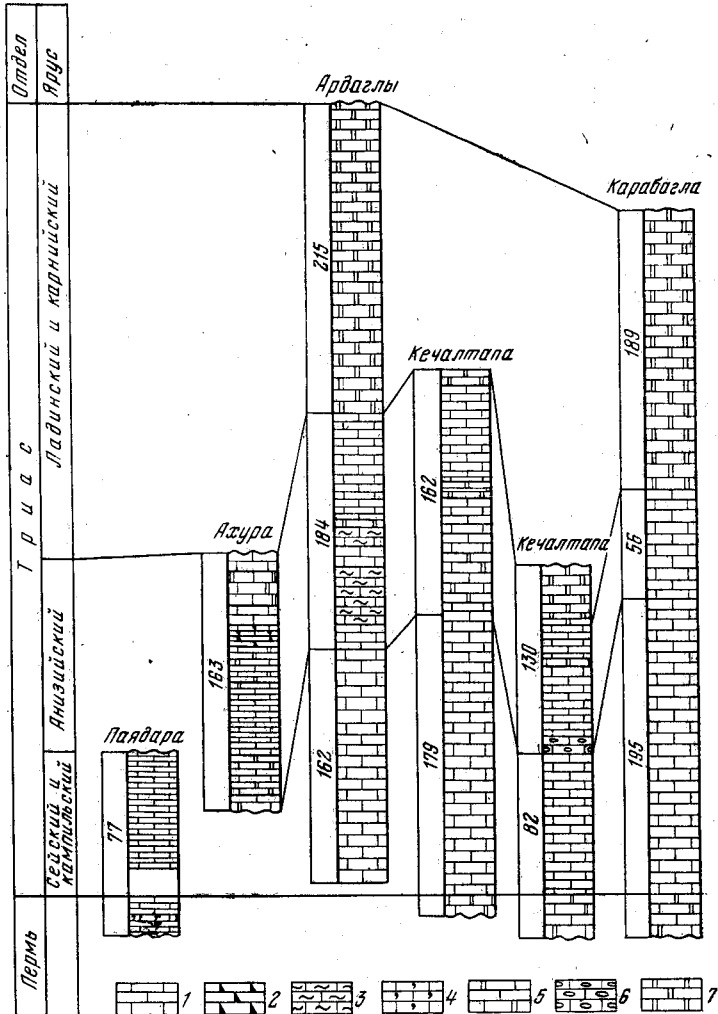


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов триасовых отложений юга Малого Кавказа

1 — известняки; 2 — брекчиевидные известняки; 3 — мергелистые известняки; 4 — органогенные известняки; 5 — доломитизированные известняки; 6 — конгломератовые известняки; 7 — доломиты

мают большую площадь нижеюрского Шаруро-Джувльфинского антиклинория и достигают мощности почти 1000 м.

Триасовые отложения расчленяются Ш. А. Азизбековым (1961) на три отдела: нижний, средний и верхний (рис. 5).

Нижний триас Шаруро-Джувльфинского антиклинория (Нахичеванская АССР), подразделяющийся на сейский и кампильский ярусы, имеет мощность 202 м. Сейский ярус представлен в разрезах Пяйдара, Байсал и Кечалтапа красноцветными тонкоплитчатыми криптозер-

нистыми и пелитоморфными мергелеподобными глинистыми и песчанистыми известняками.

В 1 км севернее горы Кечалтапа наблюдается следующий разрез отложений нижнего триаса, согласно залегающих на известняках верхней перми:

1. Красноцветные мергелистые известняки с аммонитовой фауной <i>Paratirolites</i> (?)	10 м
2. Серые тонкослойные мергелистые известняки с фауной <i>Claria stachei</i> Bittn., <i>C. aurita</i> Hauer, <i>Proptychites discoides</i> Waagen (определение Л. Д. Кипарисовой)	80 „
3. Тонкослойные и листоватые фукоидные известняки	50 „
4. Красноцветные и сиреневые тонкослойные пизолитовые известняки	15 „
5. Серые и сиреневые средне- и толстослойные оолитовые известняки	45 „
	200 м

Первый слой этого разреза, по заключению Л. Д. Кипарисовой и А. М. Садыкова, относится к сейсскому ярусу, а остальные — к кампильскому ярусу.

Известняки этого разреза, а также других (Паядара, Ардоглы) содержат фауну: *Pseudomonotis (Claria) stachei* Bittn., *P. (C.) aurita* Hauer, *R. (C.) cf. extrema* Spath, *Anodontophora* ex gr. *fassaensis* Wissm., *Xenodiscus* sp., *Paratirolites kittli* Stoy., *P. mojsissovici* (Stoy.), *Doricranites waageni* (Stoy.), *D. achuricus* (Stoy.), *D. nachitschevanicus* sp. nov., *Kachmirites stoyanowi* Kipar., *Productus* sp., *Athyris (Composita)* sp., *Pseudogastriceras abichi* (Moell.), Meekoceratidae, *Flemingites*., криноидеи и кораллы.

Кампильский ярус по разрезам Паядара, Ахура, Ардаглы, Кечалтапа и Джульфинского ущелья Аракса (75 м) сложен в нижней части тонко- и среднеслойными доломитизированными известняками, в средней части — чередованием тонко- и среднеслойных фукоидных известняков и их плитчатыми разностями; последние в верхней части разреза становятся толстослойными и часто глинистыми, покрываясь массивными, местами оолитовыми известняками.

Средний и верхний триас Джульфинского ущелья Аракса, по данным Ш. А. Азизбекова (1952) и А. М. Садыкова, представлен анизийским, ладинским и карнийским (?) ярусами, разрез которых приводится ниже (см. рис. 5).

На отложениях кампильского яруса, представленного фукоидными известняками с прослоями известковистых глин в нижней части и оолитовыми песчано-глинистыми известняками с *Eumorphotis cf. hinnitidea* Bittn., *Myophoriopsis cf. nuculaeformis* Zenk., *Myophoria cf. ovata* Goldf. в верхней части, залегают отложения анизийского яруса.

1. Светлые, желтовато-серые тонкослойные сильноизвестковистые глины, согласно залегающие на известняках кампильского яруса	3,5 м
2. Серые, иногда с розовым или буроватым оттенком пелитоморфные слоистые глинистые известняки с тонкими прослоями известковистых глин и с большим количеством известковых стяжений и с фауной: <i>Megalodon</i> (?) sp., <i>Eumorphotis cf. hinnitidea</i> Bittn., <i>E. venetiana</i> (Hauer), <i>E. ex gr. venetiana</i> (Hauer), <i>Entolium</i> sp. indet., <i>Myophoria cf. ovata</i> Goldf., <i>Myophoriopsis cf. nuculaeformis</i> Zenk., <i>Worthenia</i> sp., <i>Omphaloptycha</i> sp., <i>Dentalium</i> (?) sp. indet.	12 „
3. Серые тонкоплитчатые глинистые мергелеподобные известняки и их фукоидные и псевдобрекчиевидные разности с большим количеством <i>Megalodon</i> sp. nov. и мелких <i>Ompha loptycha</i> sp.	20 „
4. Кирпично-красные тонкослойные сильноглинистые известняки	1,5 „
5. Вишнево-красные известняки с обильной фауной гастропод <i>Omphaloptycha</i> sp. и <i>Worthenia</i> sp.	0,5 „
6. Серые тонкоплитчатые глинистые мергелеподобные известняки с прослоями фукоидных и псевдоконгломератовидных известняков	42 „
7. Серые тонкослойные глинистые известняки с прослоями буровато-серых известняков	45 „

8. Фиолетово-красные кристаллические кавернозные доломиты	2,5 м
9. Зеленовато-серые плотные пелитоморфные доломиты с прослоями плитчатых кристаллических и пелитоморфных глинистых доломитов пестрой окраски. Падение пластов СВ 40°, $\angle 37-45^\circ$	75 „
	<hr/> 202 м

Ладинский и карнийский (?) ярусы в том же Джульфинском ущелье представлены следующим разрезом:

1. Красноватые и темно-серые (в верхней части) плотные кавернозные доломиты, темно-серые плотные крупнокристаллические полосчатые доломиты	75 м
2. Чередование темно-серых и светло-серых кавернозных доломитов с инъекциями диабазов и диабазовых порфиритов мощностью от 0,5 до 20 м . . .	400 „
3. Темно-серые и светло-серые кавернозные доломиты с брекчиевидными разностями и с диабазовыми и порфиритовыми инъекциями	150 „
	<hr/> 625 м

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Большой Кавказ

Нижняя и средняя юра

Доступный изучению разрез юрских морских отложений в азербайджанской части Большого Кавказа начинается с верхнетюрских и ааленских пород, которые совместно с байосскими и батскими отложениями широкой полосой протягиваются от северо-западных границ республики вплоть до побережья Каспийского моря, а затем погружаются под мощный чехол меловых и третичных осадков. Разрез представлен однообразными толщами тригенных песчано-глинистых пород, для которых характерно отчетливо выраженное опрокидывание складок на юг. При этом выделяются определенные районы с типами разрезов, отвечающими соответствующим зонам седиментаций (структурно-фациальные зоны), имеющих линейный характер и протягивающимся в общекавказском направлении на многие десятки километров.

Начало исследований юрских отложений рассматриваемой области положено Г. В. Абигом (1873₁), который в Шахдагской зоне выделил мощную толщу глинистых сланцев, предварительно определив ее возраст как лейасовый. Впоследствии К. И. Богданович (1902, 1906) эти сланцы отнес к аалену — нижнему байосу и дополнительно выделил «хиналугскую» серию пород верхнего байоса — бата.

Работы В. П. Ренгартена (1932), К. Н. Паффенгольца (1931), Н. В. Тюшева (1937), М. И. Гутмана (1933), Н. Н. Ростовцева (1948) осветили строение разрезов юры различных районов рассматриваемой территории.

В. В. Вебер (1936_{1, 2}, 1939) изучает песчано-сланцевые отложения юры азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. В 1933 г. Л. А. Гречишкин (1936) в северной части Тфанского антиклинария, между р. Кудиалчай и районом горы Базардюзю, а также в прилегающей части Шахдагской зоны впервые в составе этих отложений обнаружил аммонитовую фауну и предложил их более дробное расчленение. В подошве хиналугской свиты автором был найден ааленский *Coeloceras longatvum* Va s., определенный О. С. Вяловым. В связи с этим вся толща была отнесена к аалену. Но несмотря на это, ряд исследователей, в том числе Д. В. Дробышев (1939_{1, 2}) и Э. Ш. Шихалибейли (1956), хиналугскую свиту отнесли к байосу, основываясь на сопоставлении с аналогичными толщами Южного Дагестана. В дальнейшем в результате пересмотра фауны Г. Я. Крымголец (1952) отнес ее к байосскому роду *Stephanoceras* sp.

В 1939 г. Азербайджанское геологическое управление приступило к составлению сводных геологических карт южного склона Главного Кавказского хребта. Эти работы проводились Э. Ш. Шихалибейли, их результаты нашли свое отражение в опубликованной монографии (1956). А. Н. Соловкиным была составлена геологическая карта Закавказского района (междуречье Лагодехчай — Курмухчай) и дана петрографическая характеристика юрских пород.

Долгое время стратиграфия среднеюрских отложений азербайджанской части северного склона изучалась Н. Б. Вассоевичем (1940¹, 2, 1951), В. Е. Хаиным (1950¹), В. Е. Хаиным, А. Н. Шардановым и Н. М. Касимовой (1955), которые, несколько изменив схему Л. А. Гречишкина, выделили кархунскую свиту, равную обеим глинисто-сидеритовым свитам с разобщающим их горизонтом аташкаинских песчаников, джиминскую свиту, хиналугскую свиту и кейванскую свиту, соответствующую верхам последней. В кархунской свите Н. Б. Вассоевичем была найдена фауна, определенная Г. Я. Крымгольцем как *Hammatoceras planinsigne* V а с., согласно которой свита отнесена к аалену. Эта схема была распространена и на территории Тенгинско-Бешбармакской тектонической зоны, где средняя юра выделялась под названием гильгильчайской фации. В 1950 г. А. Н. Шарданов в верхах гильгильчайской свиты бассейна р. Кызылчай обнаружил байосскую фауну *Perisphinctes* (Gros.) cf. *tenuissimus* Siem., определенную Г. Я. Крымгольцем. В 1955 г. в этом же разрезе Н. М. Касимова выделила два микрофаунстических горизонта, характеризующих нижний байос и верхний байос — бат. Такое расчленение ею приводится и для бассейна р. Чагаджукчай. На основании этих данных В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов и Н. М. Касимова (1955) для северного склона несколько повысили возраст среднеюрских свит. По последней схеме к аалену была отнесена лишь нижнесидеритовая свита, вышележащие — к байосу, а кейванская свита — к бату; высказывались мнения относительно замещения хиналугской свиты гильгильчайской (переход от более мелководных к мелководным осадкам).

Мезозойские отложения более погруженной части Юго-Восточного Кавказа изучались по данным бурения А. А. Ализаде, Г. А. Ахмедовым и др. (1966).

Таким образом, стратиграфическое расчленение юрских отложений рассматриваемой территории производилось самостоятельно для каждого отдельно взятого района при наличии весьма неравноценной палеонтологической информации. В результате сопоставление схем стратиграфии нижней и средней юры носило весьма условный характер. Но в последние годы (Фролов, 1965; Живаго, Безносков, 1958) удалось установить возрастное положение выделенных ранее нижне- и среднеюрских свит.

Верхний тоар. Наличие верхнетоарских отложений (гудурская свита) предполагается для приводораздельной полосы, где они слагают вершины гор Тенрос, Херахова, Горида, Муровдаг, Гутон, Гудур и Самолиты. Литологически гудурская свита подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. В строении нижней подсвиты более 60% принадлежит глинистым породам. Это аспидные и глинистые сланцы, алевролиты и прослойки песчаников, находящиеся в тонкоритмичном чередовании между собой. Верхняя подсвита более песчанистая и представлена небольшими пакетами тонко переслаивающихся глинистых сланцев (0,01—1,5 м) и светло-серых песчаников (0,1—2 м). Мощность каждой подсвиты колеблется в пределах 500—750 м.

Палеонтологически гудурская свита не охарактеризована. Более обоснованный верхний тоар определен для прилегающего с севера Бе-

житинского грабен-синклиория (Дагестан). Синклиорий заполнен слабо метаморфизованными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, ленточно переслаивающимися между собой. В различных частях толщи В. М. Пацем, Н. И. Цибовским, Л. В. Сибиряковой и др. обнаружены верхнеюрские аммониты и белемниты.

Верхний тоар — нижний аален. Рассматриваемые отложения обнажаются в ядрах крупных поднятий; наиболее характерные разрезы его известны лишь на южном склоне. Литологически и палеонтологически они настолько неотличимы от нижних слоев аалена, что приходится рассматривать их в едином комплексе. В. Б. Агаевым и Э. Ш. Шихалибейли этот комплекс пород выделен под названием мегиканской свиты. Последняя широко распространена в среднем течении рек Мазымчай, Белоканчай, Мегиканчай и Катехчай, а также узкой полосой протягивается вдоль приводораздельного гребня Главного Кавказского хребта.

В южной полосе мегиканская свита представлена вулканомиктовыми песчаниками с включениями черных глинистых сланцев, зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитоподобными глинами; в кровле появляются мелкие конкреции. В разрезе Белоканчая В. Б. Агаевым собраны и определены *Leioceras* sp. ind., *Grammoceras* sp. ind., *Camptonectens* sp., *Mytiloides* sp. ind., в бассейне Мегиканчая — *Planammotoceras* (P.) *tenuinsigne* Vac., *Pseudogrammoceras* cf. *muelleri* Denckm., *Camptonectens lens* Sow., *C. arafus* Waag., *Mytiloides quenstedti* Pchel., *Leda* cf. *asuminata* (Goldf.), *Nucula* cf. *hammeri* Deifr., *Lima* sp., *Trigonia* sp., *Chlamys* sp., *Entolium* sp., *Pleurotomaria* cf. *anglica* Sow. и др., а у с. Кябиздара — *Leda rostralis* Lam., *Mytiloides* sp. и др.

В северной полосе свита характеризуется чередованием от темных до черных сланцев с пластами песчаников, группирующихся в мощные пакеты (6—12 м). Сланцы представлены очень плотными разновидностями и приближаются к аспидным. Обычно они только рассланцованы и имеют листоватый облик; очень часто наблюдается несовпадение слоистости со сланцеватостью. Песчаники от серого до темно-серого цвета, мелко- и среднезернистые. В некоторых их пластах была встречена плохо окатанная (1—2 см) галька из песчаных пород. Сланцы и песчаники пронизаны сетью многочисленных прожилков кварца. В верхнем течении Мазымчая В. Б. Агаевым обнаружена *Dumortieria* sp. Иногда в описываемой свите встречаются темно-серые линзы песчанистого известняка и прослойки ракушечников.

Мегиканская свита является аналогом ленточно-песчаниковой свиты Д. В. Дробышева (1939) и ялахской свиты Н. Н. Ростовцева (1948). Выделенные в бассейне р. Самур и хребта Сурфуньял свиты охарактеризованы *Leioceras opalinum* Rein, *L. costosum* Quenst., *Dumortieria* ex gr. *sparsicosta* Haug., *D.* ex gr. *levesquei* Orb., распространенными в соответствующих зонах верхнего тоара и нижнего аалена.

В бассейне р. Карасамур мегиканской свиты по возрасту отвечает мощная глинисто-песчаниковая толща с фауной верхнего тоара и нижнего аалена, выделенная Н. В. Живаго и Н. В. Безносковым (1958). Хорошо увязывается рассматриваемая свита и со схемой В. Т. Фролова (1965), где ей соответствует нижняя часть карахской свиты Южного Дагестана.

Нижний аален. На южном склоне Большого Кавказа отложения этого возраста наиболее широко развиты в междуречье Мазымчай — Катехчай. Здесь они подразделяются на две толщи: конгломерато-алевролитовую (58—70 м) и песчано-глинистую (105—280 м).

Наиболее четко подобное расчленение фиксируется в соседних разрезах рек Мегиканчай и Катехчай.

Первая толща представлена чередованием алевролитов (0,5—1 м) с конгломератами (0,5—0,8 м), состоящими из галек палеозойских пород. Западнее (р. Белоканчай) она фациально переходит в песчано-глинистую толщу и появляется в бассейне р. Мазымчай (60 м), где вышеотмеченные толщи разделяются конгломератом (2,5 м) из средне-окатанных галек (2,7—3 см в диаметре), известковистых песчаников и интрузивных пород.

Вторая толща имеет характерное трехчленное строение: а) зеленовато-серые слюдистые алевролиты, местами тонкослоистые и глинистые сланцы, богатые глинисто-сидеритовыми конкрециями; б) тонкоритмичное чередование мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов; в) крупноритмичное переслаивание средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Наибольшая мощность толщи выявляется по р. Белоканчай — 229,3 м, а по рекам Мазымчай, Мегиканчай и Катехчай она составила 75—78 м.

В бассейне Мазымчай нижняя часть кархунской свиты содержит *Hammatoceras* (*H.*) cf. *subinsigne* Vač., многочисленные пелециподы из рода *Mytiloides*: *M. gryphoides* Quenst., *M. quenstedti* Pčel., *M. dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf. и др., в бассейне р. Мегиканчай — *Leioceras opalinum* Rein., по Катехчаю — *Leioceras* sp., у с. Кябздара — *Leioceras* sp., *Grammoceras* sp. и др.

В более северных разрезах, ближе к приводораздельной области, нижний аален представлен чередованием песчаников, глинистых сланцев и алевролитов. Содержание глинистых сланцев в верхах увеличивается, тогда как в низах отмечается возрастание песчаников. Последние группируются в изменчивые по мощности, а иногда и выклинивающиеся по простиранию пачки. Прослой песчаника мощностью до 15 см появляются в разрезе через каждые 0,5—1 м. Песчаники серые и светло-серые, разнозернистые, косослоистые, изредка реагируют с соляной кислотой. Глинистые сланцы темно-серые и черные, реже темно-коричневые, содержат крупные конкреции глинистого сидерита, достигающие в поперечнике 0,5 м.

В бассейне р. Курмухчай (Хурайский перевал) В. Б. Агаевым (1966) был обнаружен нижнеааленский *Leioceras* sp. *comptum* Rein., а также многочисленные *Mytiloides* sp. Мощность нижнего аалена устанавливается в пределах от 163—350 м.

Нижнекархунская свита переходит на северный склон, где она слагает Шахдагскую зону и котловину Шахдюзи, а затем погружается под молодые образования и снова появляется в ядрах антиклинальных структур в бассейнах Бабачая и Джимичая. Здесь она имеет более глинистый состав. На долю песчаных пород приходится до 5—6%. Глины черные, некарбонатные, песчаные, с блестящими слюды и отличаются повышенным содержанием углистого вещества. Песчаники мелкозернистые, косо-волнистослоистые со знаками ряби. По разрезу встречаются глинисто-железистые конкреции различной формы. Наибольшая часть свиты обнажена в бассейне р. Самур, по его левому притоку — р. Таирджалчай, где составляет примерно 650 м, в разрезах рек Бабачай и Джимичай она сокращается до 250 м. Фаунистически свита охарактеризована *Hammatoceras planinsigne* Vaček., найденным Н. Б. Вассоевичем (1940₂) и определенным Г. Я. Крымгольцем.

На юго-восточном погружении Кавказа рассматриваемые отложения вскрыты на разведочных площадях Бегимдаг-Текчай и Кешчай. Здесь они выражены черными и темно-серыми уплотненными неяснослоистыми и листоватыми аргиллитами с редкими прослоями песчани-

ков. В основании вскрытой части разреза залегают глины, содержащие обугленные растительные остатки. Возраст ее определяется по находкам фауны из кернов (скв. 10, 3660 м, скв. 14, 2200 м), представленной *Mytiloides quenstedti* Pchel., *M. cf. amygdaloides* (Goldf.) и небольшим обломком аммонита из рода *Leioceras*, а также данным микрофаунистических исследований Н. М. Касимовой. Почти во всех разрезах скважин в кровле свиты прослеживается сильно опесчаненный горизонт, выступающий также в обнажениях с. Аташкай, рек. Беюкчай, Карачай, Бабачай и Джимчай, и известный под названием аташкаинского горизонта. При переходе с северного склона на южный в силу фациальных изменений выделить горизонт не представляется возможным. Здесь он расчленовывается и теряется внутри глинистых толщ.

В соседнем Дагестане аналоги рассматриваемой свиты широко распространены в бассейне р. Самур и его притоков. В районе сс. Рутул и Кала они представлены лалаамской свитой М. Н. Саидова, имеющей мощность порядка 1000 м и характеризующейся аммонитами *Hammatoceras subinsigne* Orp., *H. cf. insigne* Schub., *Leioceras opalinum* Reip., *L. gotzendonfensis* Dogl., указывающими на нижнеааленский возраст (Фролов, 1965). Аналогичная песчано-сидеритовая свита была выделена Д. В. Дробышевым (1939) в бассейне р. Самур, которая на основе ряда переходных форм из нижнего аалена в верхний была определена как верхнеааленская. Впоследствии эту свиту Н. Н. Ростовцев в районе с. Хосрек сопоставил с мощной толщей песчано-глинистых пород, в которой выделил квардальскую и гапцайскую свиту и отнес их также к верхнему аалену.

Исследования Н. В. Живаго и Н. В. Безносова (1958) показали, что квардальская свита и часть гапцайской, а следовательно, и песчано-сидеритовая должны быть оставлены в составе нижнего аалена. Поводом для этого послужили фаунистические остатки *Hammatoceras insigne* Wic km., *H. ex gr. subinsigne* Orp., *H. planinsigne* V a c., *Leioceras* sp., собранные на границе квардальской и гапцайской свит и свидетельствующие о нижнеааленском возрасте вмещающих пород. По-видимому, песчано-сидеритовая свита может быть сопоставлена и с большей частью средней карахской свиты В. Т. Фролова, также фаунистически охарактеризованной.

Верхний аален. Отложения верхнего аалена прослеживаются от меридиана горы Тинаврессо на западе и до горы Тфан на востоке, затем протягиваются небольшими полосами восточнее р. Беюкчай в долины рек Бабачай и Джимчай. На южном склоне выходы верхнего аалена встречаются в междуречье Мазымчай — Курмухчай. В этом интервале верхний аален обнажается в верховьях рек Белоканчай, Катехчай, Талачай, Мухахчай и др.

В верхнеааленских отложениях выделяются три толщи.

Нижняя глинисто-сланцевая толща в основе своей сложена пакетами глинистых сланцев и алевролитов, постепенно переходящими в флишвидные образования. Промежуточная песчано-глинистая толща состоит из переслаивающихся глинистых (8—20 м) и песчаных (4—10 м) пакетов. Верхняя глинисто-сланцевая толща представлена глинисто-сланцевыми глинами, алевролитами и песчаниками (ритмы до 1 м).

Глинистые сланцы матовые и блестящие, местами графитизированные и углистые, но часто листоватые и оскольчатые. На плоскостях наложения таких глинистых сланцев наблюдаются мелкие блестящие слюды и налеты гидроокиси железа. Последние иногда окрашивают отдельные пачки в ржаво-бурый цвет. Свита изобилует конкрециями глинистого сидерита, в большинстве случаев с коркой туттенштейна (2—3 см

и более). Они или рассеяны по всей свите в беспорядке, или же встречаются в виде линейно расположенных крупных эллипсоидальных образований, но нередко сплюснуты, и в таком случае толщина их не превышает 20—25 см. В ядрах сидеритовых конкреций встречается пирит.

Возраст свиты фаунистически датируется в бассейне р. Катехчай, где в глинистой толще (100 м) с многочисленными конкрециями В. Б. Агаевым собраны и определены мелкие *Ludwigia murchisonae* Sow., *Leioceras* cf. *substriatum* Ueckm., *L.* cf. *sinon* Bayle, *Posidonia buchi* Roem., *Mytiloides* sp., характеризующие нижнюю часть верхнего аалена.

Почти без всякого изменения свита переходит на северный склон азербайджанской части Большого Кавказа, где слагает значительную часть Тфанской зоны. Наибольшая мощность ее фиксируется на правом берегу Самура, у подножия Кызылчая. Здесь глинисто-сидеритовая свита представлена оскольчатыми темно-серыми аргиллитами с мало мощными прослоями сильноизвестковистых алевролитов. Последние содержат мелкие *Ludwigia subtilicostae* Grimh., *L.* cf. *rudis* Ueckm. (В. Б. Агаев). На всем протяжении свиты встречаются железисто-глинистые конкреции, содержащие в ядре крупные *Ludwigia concava* S. Помимо наших сборов отметим находки фауны В. Е. Хаиним, И. Ф. Пустоваловым, Г. К. Касимовой, датирующие возраст данной толщи как верхнеааленский (определения В. В. Богачева и М. А. Абдулкасумзаде).

Юго-восточная свита обнажается у с. Ерфи в бассейне Бабачая и у с. Джими в бассейне Джимичая. Здесь она несколько опесчанивается за счет прослоев среднезернистых песчаников мощностью до 1 м. В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов отмечают линзы конгломератов (р. Джимичай). Но в общем на долю песчаных пород приходится всего 6—8% от всей мощности свиты.

В Тенгинско-Бешбармакской зоне верхнесидеритовая свита небольшими выходами обнажается в бассейне Гильгинчая, юго-западнее сс. Угах и Гюлех. Представлена она в основном слабо метаморфизованными глинистыми породами, переслаивающимися пакетами алевролитов и песчаников. Глины плотные, цвет их от темно-серого до черного, а в выветрелом виде — буровато-серый; содержат преимущественно карбонатные конкреции и обломки ископаемых углей.

Мощность свиты варьирует от 150—200 м на Кызылчае до 50—100 м в бассейне р. Гильгинчай.

В Прикаспийско-Кубинской области верхнеааленские отложения вскрыты разведочными скважинами на площадях Бегимдаг-Текчай и Кешчай. Наибольшая мощность констатируется в скв. 1 Кешчай (рис. 6). Здесь свита распадается на две толщи: нижняя (280 м) представлена чередованием пакетов и пластов темно-серых аргиллитов и зеленовато-серых алевролитов с подчиненными прослоями песчаников; верхняя (355 м) состоит в основном из темно-серых до черных аргиллитов. Среди последних залегают непостоянные по мощности алевролиты. Нижняя толща свиты прослеживается в скважинах 10, 4 и 6 Бегимдаг-Текчайской площади соответственно на глубинах 3250—3500, 3300—3550, 3050—2860 м. Фаунистически возраст свиты определяется комплексом фораминифер (Н. М. Касимова).

В приграничных разрезах Дагестана в глинисто-сидеритовой свите Д. В. Дробышевым (1939) обнаружены остатки *Ludwigia subtilicostae* Grimh., а Н. И. Билаловым — *Ludwigia* ex gr. *murchisonae* Sow. (определения Г. Я. Крымгольца).

В бассейне Самура (гора Гетинкиль) описываемая свита по фаунистическому комплексу параллелизуется с самыми верхами карахской

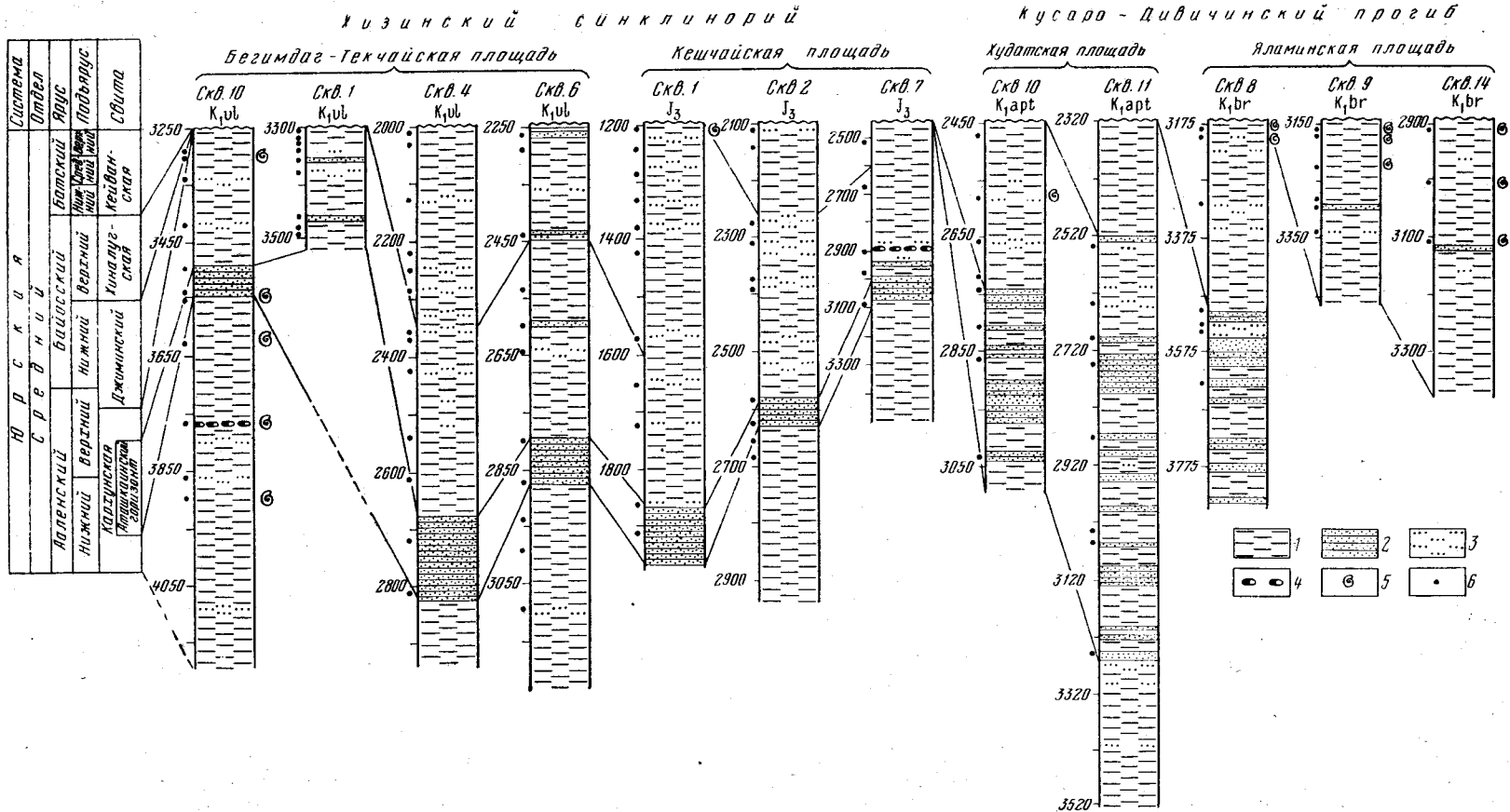


Рис. 6. Сопоставление среднеюрских отложений Прикаспийско-Кубинского района (по В. Б. Агаеву)
 1 — глины; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — конкреция; 5 — место нахождения фауны; 6 — место взятия керна

свиты и всей хивской свитой В. Т. Фролова. В первой В. П. Казаковой определены *Ludwigia tolutaria* Dum., *Lioceras* cf. *costosum* и др., встречающиеся в низах верхнего аалена, а в хивской — *Ludwigia concava* Sow., *L. ex gr. murchisonae* Sow. В разрезе по р. Курахчай в аналогичной свите В. П. Казакова обнаружила *Ludwigia subtilicostae* Grimh. и *L. concava* Sow.

Байосский ярус. Верхнеааленские отложения постепенно переходят в вышележащую джиминскую свиту. На южном склоне, где она впервые была описана Э. Ш. Шихалибейли, выходы ее симметрично располагаются по обе стороны хребта в зоне его водораздельного гребня, охватывая также верховья рек Дамирапаранчай, Бумчай, Тиканлычай и Фелизчай.

На западе байосские отложения пользуются широким развитием в междуречье Курмухчая и Мазымчая. Здесь свита прослеживается двумя основными полосами, разобщенными выходами глинисто-сидеритовой свиты в антиклинальных складках и хиналугскими песчаниками в синклинальных прогибах.

Описываемые отложения выделяются, во-первых, по появлению в разрезе в значительном количестве песчаных прослоев и, во-вторых, по уменьшению содержания конкреций глинистых сидеритов. Но при этом доминирующее положение глинистых пород остается по-прежнему.

Свита в основном представлена чередованием пачек глинистых сланцев с прослоями песчаников, зачастую группирующихся в обособленные пачки. Между прослоями песчаников, составляющих такие пачки, проходят миллиметровые пропластки глинистых сланцев. Песчаники светло-серые, от мелко до грубозернистых косослоистых, распадаются на плитки толщиной 5—20 см. Такие пачки имеют 30—40 м мощности и по простиранию обогащаются глинистыми сланцами, а местами нацело замещаются ими. С приближением к кровле свиты отмечается уменьшение числа и мощности прослоев песчаников и увеличение мощности сланцевых пачек с полосчатым строением.

Южнее, у подножия южного склона Главного хребта, песчано-сланцевая толща получает наибольшее развитие в пределах Дуруджинского антиклинория, где основные выходы ее протягиваются сплошной полосой (3—5 км) из бассейна р. Вандамчай вдоль южной границы Закалато-Ковдагской тектонической зоны в бассейне р. Кашкарчай. Здесь они несколько утоняются и в направлении к Курмухчаю вовсе выклиниваются.

Соответствующие образования без каких-либо существенных изменений переходят на северный склон, где занимают значительную площадь Тфанской зоны, обнажаясь в основном на крыльях крупного Хиналугского синклинория. Здесь песчано-сланцевая толща была выделена под названием джиминской свиты, наиболее типичные разрезы которой находятся в бассейнах рек Карачай и Джими́чай. Преобладающими породами свиты являются аргиллиты и алевролиты, а также несколько уступающие им мелкозернистые песчаники, чередующиеся между собой в ленточном порядке.

Аргиллиты темно-серого цвета, характеризуются повышенным содержанием пирита. Иногда они представлены миллиметровыми линзами, сгруппированными в отдельные прослои, поверхности которых сильно ожелезнены. В выветрелом виде они имеют бурые и коричневые цвета, а в свежем изломе — черный цвет. Такие железистые глины распространены по всей свите.

Алевролиты серые, мелкозернистые, слоистые, скорлуповатые, тонко- и грубополосчатые. Толщина прослоев алевролита изменяется от 2—6 мм до 3—20 см.

Песчаники плитчатые, мелкозернистые, по цвету светлее, чем глинистые породы, иногда с зеленоватым оттенком. Местами, чаще близ кровли свиты, проступает косоволнистая слоистость, местами содержатся фрагменты растительности. Мощность отдельных пластов варьирует в пределах от 0,3 до 1 м.

Мощность описываемой свиты на склонах Главного хребта колеблется в пределах 300—400 м. При сопоставлении разрезов свиты наблюдается общее поглубение осадков в северном направлении, в сторону Бокового хребта. Так, в обнажении по р. Карачай В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1957) среди осадков джиминской свиты была встречена линза (0,25 м) мелкого конгломерата из пород этой же свиты, а Н. Б. Вассоевичем (1940₂) в районе перевала Восточный Салават — пропласток гравелита с органическим детритусом. Помимо этого им же в кровле свиты, на границе с хиналугской свитой, отмечена глинистая пачка (25 м) с крупными (до 1,5—2 м) конкрециями, с прожилками окрашенного кальцита.

Несколько изменяется литологический состав свиты в районе развития Тенгинско-Бешбармакской зоны. Во-первых, уменьшается степень метаморфизации пород, во-вторых, увеличивается роль песчаных пород и карбонатных конкреций. Нижние слои почти не обнажаются, а верхняя часть размыта так, что по всей полосе Тенгинско-Бешбармакского антиклинория байос трансгрессивно перекрывается отложениями верхних ярусов юры. Песчаники свиты мелко- и среднезернистые, плотные, мощностью от 2—5 до 25 см, местами хорошо отсортированы (реки Чагаджукчай и Гильгинчай). Алевриты широко развиты во всех изученных разрезах. Они слоистые, среднезернистые, светло-серого цвета с зеленоватым оттенком. Аргиллиты неизвестковистые, черного цвета, мощность их изменяется от нескольких сантиметров до 5 м. Иногда они образуют раздувы до 10 м, к которым часто приурочиваются конкреционные образования. Из карбонатных пород наиболее распространенными являются песчаные известняки (Халтан, Гильгинчай), редко встречаются доломиты.

Возраст джиминской свиты определяется по находкам на южном склоне в бассейне р. Катехчай многочисленных *Holcophylloceras* cf. *zignodianum* Ogb., *Calliphylloceras* sp. (сборы В. Б. Агаева). На северном склоне в бассейне Гильгинчай под брекчиевой толщей титона собраны *Partchiceras abichi* Uhl., *Perisphinctes tenuissimus* Siem., многочисленные *Perisphinctes* sp., а также *Calliphylloceras* sp., *Dinalytoceras* (Агаев, 1966), имеющие байосский возраст. Аналогичный комплекс фауны встречен нами также у подножия горы Чирахкала. В бассейне рек Бабачай и Джимичай песчаники свиты содержат *Otoites* sp., *Sphaeroceras* sp., приближенно датирующие байосский возраст. Следует также отметить находку в верхах свиты Л. А. Гречишкиным байосского *Stephanoceras* sp. Макрофаунистические определения дополняются новыми данными микропалеонтологов Н. М. Касимовой (1955) и Г. К. Касимовой (1968). Примечательно, что почти все фаунистические находки происходят из верхней половины свиты. Поэтому, если возраст этой части разреза определяется более или менее достоверно, то нижняя половина свиты в состав байоса включается условно.

В разведочных скважинах Прикаспийско-Кубинской области свита не выделена. На площадях Бегимдаг-Текчай и Кешчай она, видимо, размыта, а на более северных площадях Ялама и Худат свита залегает, вероятно, на глубинах свыше 4000 м (см. рис. 6).

Несколько труднее сопоставить байосские отложения рассматриваемой территории с аналогичными образованиями Сланцевого Дагес-

тана, так как здесь байос значительно размыт, к тому же отсутствует и весь следующий батский ярус. Но, судя по фаунистическим остаткам и литологическому составу, песчано-сланцевая свита может быть параллелизована с алевроито-глинистой пачкой (слой 6) В. Т. Фролова (1965), выделенной в районе хребта Сурфуньял, где Н. В. Безносковым найден *Otoites* ex gr. *sauzei* O r b.

На всем протяжении азербайджанской части Большого Кавказа свита перекрывается мощной песчаниковой хиналугской свитой. Благодаря своей литологической выдержанности и сравнительно постоянной мощности она является как бы маркирующей. На южном склоне эта свита распространена в западной части, где начиная с меридиана перевала Западный Салават постепенно распространяется к югу, слагая в основном среднее и верхнее течения рек Шинчай, Курмухчай, Мухахчай, Талачай, Катехчай, Белоканчай и др., и образует ряд полос, вытянутых в широтном направлении. Кроме основного поля развития свиты хиналугских песчаников они местами появляются также в присводовой части Дуруджинского антиклинория по рекам Гамзалычай, Бадалдара и Чхотурмас.

Основной характерной чертой хиналугской свиты является преобладание в ее составе мощных пластов песчаников, составляющих до 80% всего разреза свиты. Песчаники толстослоистые (до 3—5 м) и косослоистые, поверхность их изобилует различными знаками, ряби и крупными гиероглифами. Между прослоями песчаников залегают глинистые породы (4 м). Часто песчаники группируются в пачки по 250—200 м, в таком случае глинистые сланцы образуют раздувы (10—20 м). В нижней половине свиты в песчаниках наблюдаются угловатые обломки глинистых сланцев величиной от 0,5 до 3 см, наблюдаемые почти на всем протяжении хиналугской свиты. Песчаники в основном зеленовато-серые, реже темно-серые, большей частью мелко- и грубовернистые. Последние характерны для разрезов восточных районов. Песчаники представлены полимиктовыми разностями, в том числе кремнистыми, кремнисто-известковыми и др.

Глинистые породы имеют темно-голубой, темно-серый и черный цвет. Очень часто они рассланцованы, раздроблены и превращены в грифельвидные иголки. Иногда между глинистыми пластами наблюдаются переплетающиеся прожилки кварца. В свите встречаются пласты конгломерата, встреченные Э. Ш. Шихалибейли по разрезам рек Дамирапаранчай, Бумчай и Урякчай. По р. Ятухчай (верховья Бумчая) кроме песчано-глинистых брекчий (1,5—2 м) с пеллециподовой фауной была обнаружена линза (8—10 м) глыбового конгломерата, состоящего из плохо окатанных галек песчаника и глинистого сланца размером до 0,5 м. Такой же пласт указывает и Н. Н. Ростовцев (1948) в кровле свиты в верховьях р. Калачай (приток Филизчая). Кроме того, в средней части свиты наблюдается примесь туфогенного материала, а в бассейне р. Курмухчай, у правого притока Гамалчая, пласты в 15—20 см. Наряду с этим у подножия южного склона на границе с Алазано-Агричайской долиной установлены выходы средней юры и вулканогенной фации. Исходя из палеогеографических построений и стратиграфических сопоставлений допускается, что обнажения вулканогенных пород в междуречье Кюнютчай — Кишчай, в бассейне р. Курмухчай, у северного борта Куринской депрессии (Бюргутты-Дашбулах) и между Геокчаем и Гирдыманчаем относятся к байосскому ярусу. Здесь в сложении вулканогенной толщи принимают участие массивные и слоистые породы, представленные зеленовато-серыми и фиолетовыми туфобрекчиями, туфоконгломератами, покровами лабрадоритовых и кварцевых порфиритов. Мощность хиналугской свиты

в пределах южного склона изменяется от 300 м у р. Катехчай до 650—700 м у горы Малкамуд.

Начиная с перевала Восточный Салават хиналугская свита переходит на северный склон, где в основном выполняет крупный одноименный синклинальный прогиб Тфанской зоны. Южнее свита появляется в разрезах юры в виде отдельных изолированных друг от друга полос, выступаая сначала в синклинальных, а затем и в антиклинальных структурах.

В полосе развития Тенгинско-Бешбармакского антиклинория хиналугская свита отсутствует. В общих чертах свита имеет такое же строение, что и на южном склоне. Только здесь чаще появляются органогенно-обломочные известняки, содержащие битые раковины различной фауны. Особенно отчетливо это наблюдается в бассейне р. Джимичай, где мощность прослоев также доходит до 20 см. Свита довольно легко расчленяется на три толщи. Верхи ее состоят из темноцветных аргиллитов, чередующихся с алевролитами и песчаниками. Аргиллиты некарбонатные, зачастую неслоистые, мощность их до 30 см, алевролиты светло-серые и зеленоватые—25 см, песчаники—60 см. Средняя часть свиты наиболее песчаная. Здесь иногда встречаются пачки сплошных песчаниковых пластов, достигающих 90—100 м мощности. Нижняя часть напоминает верхнюю, но отличается от нее присутствием органогенных прослоев, содержащих обломки раковин пелеципод, брахиопод и члеников криноидей.

Мощность свиты в основных разрезах почти одинакова. Так, в районе с. Хиналуг она достигает до 750 м, на Карачае 700 м, на Бабацае 800 м и только в бассейне р. Джимичай сокращается до 250—300 м.

В хиналугской свите фауна не обнаружена. Возраст свиты определяется по двум признакам: наличию в кровле нижезалегающей свиты нижнебайосской фауны (р. Катехчай и с. Хиналуг) и по сопоставлению с аналогичными толщами Южного Дагестана.

В соседних районах Дагестана хиналугская свита была выделена Н. А. Билаловым под названием ходжакентских песчаников, возраст которых автор предположительно ограничил байосом на основе находки *Phylloceras achtalaensis* R. и *Posidonia dagestanica* U. Впоследствии, в 1938 г., описываемая свита была сопоставлена Н. К. Русановым (1938) с цудурской свитой (р. Ахтычай), позже Н. Н. Ростовцевым (1948) — с гдымской свитой (р. Даличай) и бейбулакской свитой (гора Гетингиль). В последней свите был найден *Stephanoceras* sp. (cf. *humphriesianum* Sow.). Это подкрепило мнение предыдущих исследователей о байосском возрасте хиналугской свиты.

В бассейне р. Курахчай хиналугская свита параллелизуется с 3-й песчаной толщей В. Т. Фролова (1965), где на 300 м выше подошвы обнаружены *Stephanoceras* sp.

В Прикаспийско-Кубинской области хиналугская песчаниковая свита, по данным К. М. Султанова и В. Б. Агаева, отмечена в северных разведочных площадях на глубине 2650 и 3400 м. Наиболее полная мощность свиты зафиксирована в скв. 11, где мощность ее достигает 700 м, в остальных скважинах свита вскрыта лишь частично. Так, в скв. 8 площади Ялама она составляет 400 м, а в скв. 9—всего 110 м. Возраст свиты определяется по микрофаунистическим данным и сопоставлению с данными разведочных площадей Каспийского побережья Юго-Восточного Дагестана.

Батский ярус. Хиналугская свита постепенно переходит в вышележащую ленточно-сланцевую — кейванскую свиту. На южном склоне она впервые выделена Э. Ш. Шихалибейли из состава ранее не-

расчлененной средней юры. Здесь она преимущественно сопровождает хиналугские песчаники (бассейн р. Курмухчай). По литологическому составу ленточно-сланцевая свита резко отличается от хиналугской наличием преимущественно глинистых пород. Последние представлены в виде ленточного чередования темных плотных глинистых сланцев (0,5—1 м), темно-серых алевролитов (0,5 м) и прослоев песчаника (5—15 см).

Характерным признаком свиты является отсутствие глинисто-карбонатно-железистых конкреций, туттенштейнов и железистых глин. В среднем течении р. Шинчай свита выступает как на южном крыле Сеидюртской синклинали, так и на крыльях Салаватской антиклинали. В присводовой части Дуруджинского антиклинория ленточно-сланцевая свита изолированными выходами обнажается по рекам Гамзальчай и Бададара (левый приток р. Дашагильчай). В Куткашенском районе ленточно-сланцевая свита узкой полосой протягивается от окрестностей сс. Мычих и Юзбашиван к верховьям р. Филифличай, переходя затем на северный склон. На северном склоне свита почти без существенных изменений в основном, распространяется в осевой полосе Хиналугского прогиба и частично на крыльях структур Салаватской зоны. Максимальная мощность кейванской свиты определяется в бассейне р. Курмухчай, где она приблизительно равна 450 м, и по р. Тиканлычай—350—400 м. На северном склоне мощность свиты уменьшается от 200 м на Карачае и до 300 м на Бабачае.

Фаунистических доказательств в пользу возраста свиты пока не получено. Стратиграфическое положение ее определяется по аналогии с Центральным Дагестаном и Чечено-Ингушетией, где бат в противоположность байосу представлен в основном глинистыми породами. Тем не менее Н. М. Касимовой (1955) в глинистой толще (400 м) бассейна р. Чагаджукчай (Северо-Восточный Азербайджан) выделяется комплекс фораминифер верхнебайос-батского яруса. В разведочных районах Прикаспийско-Кубинской области свита вскрывается лишь в северной части, в скважинах разведочных площадей Худат и Ялама на глубинах от 2 400 до 3150—2900 м.

Верхняя юра

Верхнеюрские отложения имеют довольно широкое распространение и значительную мощность. В фаунистическом отношении, за редким исключением, они очень бедны, но хорошо выделяются по цвету и литологическому составу.

Келловей—нижний оксфорд. Отложения келловейского и оксфордского ярусов в азербайджанской части Большого Кавказа разбиты незначительно и во многих случаях верхние свиты мальма трансгрессивно налегают на более древние слои средней юры. Н. Б. Вассоевичем (1940₂), В. Е. Хаиным (1947₁), Э. Ш. Шихалибейли (1956) и др. были обнаружены обломки зоогенных известняков, очевидно верхнеоксфордских, в толще слоев, относившихся ранее к нижнему мальму. Отсюда был сделан вывод, что вся толща, будучи моложе оксфорда и древнее титона, должна относиться к кимериджу. Выше по разрезу был отмечен мощный горизонт глыбовых конгломератов, названный сарыдашским. По северным и южным перифериям распространения кремнистой свиты кимериджа этот горизонт является уже базальным, залегающим в основании разреза свиты. В ряде пунктов, в частности в разрезе р. Карачай, а также в обнажениях южного склона Большого Кавказа по рекам Дамирапаранчай, Бумчай, Тиканлычай, Мухахчай, ис-

следованных Э. Ш. Шихалибейли, низы свиты лишены прослоев конгломерата.

В настоящее время допускается отнесение горизонта сарыдашских известняковых конгломератов и его аналогов к основанию кимериджа, а толщу образований, заключенную между отмеченным горизонтом и батом, — к келловой-оксфорду. Подобное мнение было высказано еще В. В. Вебером (1939 г.).

В последнее время в известняках горы Бешбармак у сс. Угах и Текя обнаружена среднекелловейская и нижнеоксфордская фауна (Ви-херт, 1962). В большинстве разрезов (Белоканский район, Фийский и Гдымский перевалы и др.) между отложениями средней и верхней юры выделяется небольшой мощности (до 200 м) свита терригенных, заметно карбонатных флишевых образований, относящаяся к келловою и нижнему оксфорду. В таких разрезах основанием свиты является кей-ванская свита (бат, Н. Б. Вассовича и В. Е. Хаина), и кровлей — появление прослоев конгломератов с галькой известняков верхнего оксфорда.

Б. М. Исаев к келловою и нижнему оксфорду в междуречье Вандамчай — Тиканлычай (Карагачай) относит отложения, залегающие между батскими и кимериджскими образованиями и представляющие терригенную, заметно карбонатную флишевую толщу. В основном свита представлена чередующимися слоями темно- и светло-бурых сланцев с прослоями светло-бурых известковистых песчаников, песчанистых известняков и бурых туфопесчаников. В районе Малкамудского и Фийского перевалов в составе свиты обнаружены отдельные прослои розовато-бурых глин.

Следует отметить, что ближе к осевой полосе Дибрарского прогиба конгломератовый горизонт основания кимериджа замещается более мелкообломочными породами и тогда они составляют единый келловей-кимериджский комплекс, а по окраинам Дибрарского прогиба, где разрез начинается мощными глыбовыми конгломератами, нижние ярусы малъма, очевидно, отсутствуют.

В. Б. Агаевым и Г. М. Гусейновым (1970) в Белоканском районе под небольшой (50 м) толщей фиолетово-малиновых песчаников нижнеоксфордского возраста была обнаружена богатая фауна келловейских аммонитов, представленных крупными *Kepplerites keppleri* Орр., *Macrocephalites* sp., *Cosmoceras* sp. и др.

Верхнеоксфордский подъярус. Изолированные выходы этого подъяруса известны в области северного склона Юго-Восточного Кавказа. Отложения верхнего оксфорда (лузитана) в фации зоогенных известняков образуют ряд обособленных выходов в полосе, протягивающейся от сс. Калей-Худат и Джек в верховьях р. Кудиалчай, через массив Чираккала к югу от с. Дивичи до горы Бешбармак. У с. Чарах известняки трансгрессивно и несогласно налегают на ааленские глины с *Posidonia* ex gr. *buchi* Роет.

Фаунистически верхнеоксфордский возраст доказан пока лишь для известняков горы Бешбармак. В 1932 г. В. Ф. Пчелинцевым была определена фауна, собранная В. Д. Голубятниковым в известняках утеса Бешбармак, в составе которой обнаружили верхнеоксфордские формы. До сего времени остается нерешенным вопрос о том, находятся ли здесь верхнеоксфордские (лузитанские) известняки *in situ* или же являются огромной глыбой в базальном конгломерате трансгрессивно залегающего валанжина.

К северо-западу от утеса Бешбармак у Чираккала известняки бешбармакского типа образуют крупную мульду. Они светло-палево-серые, толстослоистые, несколько доломитизированные с фауной ко-

раллов, нериней, *Chlamys*, иногда оолитовые и сильно перекристаллизованные. Кроме литологического тождества известняков Чираккала и Бешбармака М. Ф. Мирчинк (1931₂) упоминает еще и о сходстве их фауны.

Известняки Чираккала, являясь более древними, чем красные известняки Шахдага, отличаются от них цветом и стратиграфическим положением в разрезе. Верхнеоксфордский возраст имеют и известняки у с. Сугюб на правом берегу р. Карачай, где известны богатые находки пелециподовой и аммонитовой фауны, и известняки горы Согюб-каяс и у с. Джек на левобережье р. Кудиалчай. На р. Чагаджукчай в основании титона появляется конгломерат с галькой верхнеоксфордских известняков. Кроме того, по фауне, определенной В. Ф. Пчелинцевым, верхнеоксфордскими оказались известняки, встреченные В. Д. Голубятниковым в виде валунов в барреме Килиязинской косы. В 1,5 км южнее с. Гдым, на правом берегу р. Гдымчай, в тектоническом контакте с отложениями кимериджа, у фронтальной части надвинутой серии среднеюрских пород выступает гряда перемятых и поставленных на голову известняков мощностью 35—40 м, по мнению Э. Ш. Шихалибейли (1956), предположительно верхнеоксфордского возраста. По данным Б. М. Исаева, эти известняки светло-серые, массивные и органогенно-обломочные.

Валуны известняков, вероятно, верхнего оксфорда переполняют глыбовые конгломераты кимериджа, титона, валанжина, готерива, баррема, турона, коньяка, сантона и маастрихта северного склона Юго-Восточного Кавказа и кимериджа, валанжина и готерива — баррема южного склона Большого Кавказа. Все это свидетельствует о значительно большем распространении этих отложений в прошлом.

Кимериджский ярус. К этому ярусу относятся песчано-глинистые образования с прослоями пелитоморфных известняков. От подстилающих среднеюрских отложений они отличаются характерным зеленовато-серым цветом и правильным ритмичным чередованием пород. Впервые они были изучены В. Е. Хаиным и Н. Б. Вассоевичем в бассейне р. Карачай и выделены под названием земчайской свиты.

Наиболее широко свита развита на северном склоне Главного Кавказского хребта. Здесь она представлена кремнистыми глинами, алевролитами и песчаниками; встречаются и прослой конгломератов, распространенных по всему разрезу.

На южном склоне Бабачайской антиклинали, по р. Карачай, в разрезе свиты, по данным В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1957), основную роль играет терригенный флиш, представленный переслаиванием аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых известковистых песчаников. Очень характерны и пласты конгломерата из оксфордских зоогенных известняков с фауной кораллов, брахиопод и пелеципод, а также черных сланцев доггера. Размер конгломератов колеблется от крупных, глыбовых (с валунами до 2 м в поперечнике) до мелких гравелитовых. В нижней части свиты Н. Б. Вассоевичем отмечена 25-метровая пачка подводно-оползневой брекчии с оксфордскими известняками и среднеюрскими глинами. В истоках рек Кудиалчай и Бабачай эта пачка переходит в толщу глыб оксфордских известняков, беспорядочно перемешанных с пачками черных глинистых сланцев с сидеритовыми включениями. Конгломераты В. Е. Хаиным были названы сарыдашскими. Западнее, в районе Восточно-Салаватского перевала, они переходят в гравелиты, а восточнее междуречья Бабачай — Джимирай грубозернистые породы вовсе отсутствуют. В разрезе р. Джимирай земчайская свита слагается из более или менее ритмичного чередования зеленоватых и серых аргиллитов с алевролитами. Аргиллиты отличаются раз-

личной степени уплотненности, переходя иногда в глинистые сланцы. В верхах к ним присоединяются пласты песчаников, число которых увеличивается по мере омоложения разреза. Мощность свиты составляет 310 м.

На южном склоне Большого Кавказа к кимериджскому ярусу относится свита кремнистых пород. Между горами Тиканлыбаши и Сеидюрт свита слагает водораздельный гребень Главного хребта и на севере окаймляет обширную Дюзсыртовскую синклинали, появляясь в окрестностях сс. Гдым и Хнов. В этом промежутке свита была описана Н. Н. Ростовцевым (1948) под названием гдымчайской и была отнесена к оксфорд-кимериджу; ранее она была названа Н. К. Русановым (1938) салаватской.

У с. Гдым свита представлена чередованием светлых, зеленоватосерых и серых кремнистых глинистых сланцев с прослоями известковых песчаников и известняков общей мощностью 200—225 м.

Наиболее полно охарактеризована свита в междуречье Курмухчай — Шинчай, где она выступает в ядрах антиклинальных и на крыльях синклинали складок. Отсюда отложения распространяются на запад до р. Белоканчай. На востоке, в Куткашенском районе, свита тектонически контактирует с валанжинскими образованиями.

Характерной особенностью свиты являются кремнистость пород, светлая окраска глинистых сланцев, наличие маломощных прослоев пелитоморфных известняков и конгломератов, а также слабый метаморфизм пород. Литологически свита представлена тонким чередованием зеленоватых, более или менее кремнистых глинистых сланцев с косослоистыми песчаниками со следами гиероглифов. Глинистые сланцы, за редкими исключениями, некарбонатные, а песчаники бурно вскипают с HCl. Иногда наблюдается окремнение песчаников и пелитоморфных известняков. Для свиты чрезвычайно характерны также распределенные почти по всему разрезу прослои гравелитов и конгломератов из пород более древнего возраста. Последние часто составляют основание ритмов седиментации. Заметное присутствие прослоев известняка отличает земчайскую свиту южного склона от северного. В Куткашенском районе, в верховьях рек Гамзалычай и Тиканлычай, среди глинистых сланцев наблюдаются рассеянные хорошо окатанные включения темно-серых мелкозернистых песчаников и изредка известняков размером до 30 см.

В Закатало-Кахском районе слои, которые могут быть отнесены к кимериджу, были встречены на правом берегу р. Мухахчай в 2 км ниже слияния рек Караагаччай и Карачай. У с. Кас в разрезе встречены многочисленные мелкие гальки, рассеянные среди зеленоватосерых глинистых сланцев, размером до 20×30 см, а на левом берегу р. Карачай, между сс. Калал и Каркай, обнажается мощная толща зеленоватых глинистых сланцев, заключающая прослой и линзы конгломерата из плохо окатанных галек кристаллического и пелитоморфного известняка с красноватым оттенком.

Кроме основного пояса выходы кремнистой свиты обнаружены в присводовой части и вдоль северного крыла Дуруджинского антиклиналия. В бассейне р. Дашагильчай, в среднем течении р. Бадалдара обнажаются светло-серые с зеленоватым оттенком известковистые глинистые сланцы с подчиненными пропластками известковистого песчаника, содержащие многочисленные гальки. В тектоническом контакте с илисуйской свитой титона, обнажаются известковистые глинистые сланцы с включениями гальки и валунов известняков и пород нижележащих свит. Северо-западнее отложения данной свиты обнаружены по рекам Кюнютчай и Кайнарчай. Присутствие кремнистой свиты улав-

ливается как по литологии составляющих ее пород, так и по наличию в ее составе включений галек оксфордских известняков.

Мощность земчайской свиты сильно варьирует. Так, по данным В. Б. Агаева, в бассейне р. Белоканчай она составляет 75 м, р. Меги канчай 32 м, р. Талачай 85 м, р. Мухахчай 110 м, рек Курмухчай, Филлифи, Тиканлычай и Бумчай — 85—140 м и уменьшается до 40 м по р. Дамирапаранчай.

Титонский ярус. Отложения титона в отличие от нижележащих свит верхней юры занимают в строении Главного хребта довольно большое место. В настоящее время здесь выделяют фации титона.

Судурская фация (свита). В междуречье правых притоков Самура — рек Усухчай и Тагерджалчай отложения титона окаймляют высокие известковые плато Сарыкая, Кызылчая и Караякая к северу от Шахдагского массива. Они обладают здесь небольшой мощностью и представлены пестроцветными песчано-глинистыми отложениями. В устье правого притока р. Тагерджалчай ниже песчаников, охарактеризованных готеривской фауной, И. Ф. Пустовалов (1939) отмечает светлые, отчасти доломитизированные известняки мощностью 80 м (валанджин?), ниже которых на левом склоне обнажаются красные, кирпично-красные и желто-бурые мягкие песчаники с прослоями до 0,5 м кирпично-красного цвета глин, в низах с тонкими пропластками зеленых, голубых и охристых глин, грязно-белых и желтых песчаников. Общая мощность этой пестроцветной пачки 60 м. В основании разреза (в 15—20 м) выступает гряда плотных известняков мощностью 8 м, а затем — глинистые сланцы верхнего лейаса.

Шахдагская фация известняков и доломитов (свита) прослеживается в обрывах массивов Шахдаг и Кызылкая. Известняки представлены массивными неслоистыми или грубослоистыми органогенными и доломитизированными разностями. По окраске они светло-серые, желтоватые, бурые, зеленоватые и красноватые. В основном известняки органогенные кристаллические, зернистые или же оолитовые, а местами имеют брекчиевидное сложение.

Детальный разрез шахдагской свиты, по данным Л. А. Гречишкина (снизу вверх), следующий:

1. Трещиноватые грубослоистые серые доломитизированные известняки	20—25 м
2. Серые пористые неслоистые известняки с пустотами, заполненными кальцитом	150—200 „
3. Подобные же доломиты, но грубослоистые	25—30 „
4. Красновато-бурый и розоватый доломит (в линзовидном залегании)	25—30 „
5. Те же породы, что и в пласте 2	100—150 „
6. Красновато-бурые плотные слоистые известковистые песчаники	50 „
7. Зеленоватые, розоватые, серые, иногда желтоватые слоистые известняки, местами оолитового сложения, часто окристаллизованные, переполненные мелкими обломками фауны, придающими породе брекчиевидный характер	150—200 „
Восточнее, на берегах р. Шахынабад, на нижеописанную пачку известняков налегают:	
8. Зеленоватые и розоватые грубослоистые окристаллизованные доломиты с пластами зеленоватых и розоватых песчаников	60 „
9. Красноватые слоистые брекчиевидные доломиты; обломки имеют размер от 3—4 до 10—15 см; местами обломки образуют конгломератовидные прослои мощностью от 1 до 1,5 м. Преобладают бледно-розовые сливные известняки и белые кварцитоподобные породы. Отмечены прослои зеленоватого известняка и среднезернистого песчаника	60 „
	700—800 м

Собранная Г. В. Абигом на Шахдаге фауна определялась еще В. Улигом, материалы же К. И. Богдановича изучались В. П. Ренгар-

темом (1909 г.), который приводит следующий список фауны: *Diceras* cf. *beyrichi* Boehm, *Lima latelunata* Boehm, *Ptugmatis pseudotrunkana* C'emm., *Hicia staszycii* Z e u s c h., *Natica prophetica* Zitt.

В 1935 г. В. Е. Хайным с юго-восточных склонов Шахдара была собрана фауна, где оказались следующие виды: *Camptonectes tithonicus* Gemm. et di Blasi, *Chlamys polycyclus* Blash, *Alectryonia rastellata* Quenst., *Perisphinctes* (*Virgatosphinctes*) cf. *densiplicatus* Waag., *Patell* (*Seurria*) sp. (aff. *nitida* Desh.), *Natica* sp. (aff. *geurassimovi* Renng.), *Nerinea* sp., *Phastanella* sp., *Diceras* sp., *Ventriculites* sp. (определения В. В. Богачева). Это наиболее достоверно документированный разрез титона. К списку фауны следует добавить *Lytocebras* cf. *quedrisulcatum* Orb., *Nautilus* sp., *Chalmys polycina* Blash., *Aequipecten fibrosus* Sow. и др., найденные В. Б. Агаевым у хр. Кызылкая.

Мощность свиты уменьшается в северном направлении. Восточнее титон в шахдагской фации встречен на р. Чагаджукчай и в Тенгинском ущелье на р. Вельвеличай. В последнем пункте титон образован чередованием: 1) известняковых конгломератов из светлых и красных известняков, 2) светло-серых, иногда с красноватым оттенком массивных известняков с отдельными включениями, 3) красноватых зернистых известняков, несколько песчанистых, 4) прослоев коричнево-красных глин, алевролитов и песчаников. Мощность титона здесь около 100 м.

В Чагаджукчайском разрезе мощность титона уменьшается еще больше и в основании свиты появляется глыбовый конгломерат из верхнеоксфордских (лузитанских?) известняков, а вышележащая часть разреза состоит из чередования мелких конгломератов и известковистых песчаников с галькой известняков верхнего оксфорда (лузитан), песчаников и сидеритов аалена — доггера.

Илисуйская фация (свита). Отложения соответствующей фации были выделены Э. Ш. Шихалибейли в 1939 г. на южном склоне Главного хребта в междуречье Карачай — Кумчай под названием пачки пестроокрашенных пород. Наиболее полный разрез свиты можно видеть у горы Кумбаш, на левом берегу р. Карачай, выше с. Кас.

1. Чередование тонких прослоев малиново-красных, зеленых, бурых неизвестковистых сланцев (10—15 см) прослоями сильноизвестковистых, иногда кремнистых песчаников	50 м
2. Чередование пластов плотного массивного черного тонкозернистого олигомиктового песчаника (1—2 м) с редкими прослоями плотных известняков	25—30 „
3. Пачка зеленоватых, темно-красных, коричнево-бурых слегка песчанистых сланцев; изредка встречаются прослой черного известняка (2—3 см) и слабоизвестковистого песчаника	30 „
4. Чередование бурых слегка песчанистых сланцев с темно-серыми песчанистыми псевдоолиговыми известняками с включениями зеленоватого сланца; выше по разрезу возрастает роль прослоев пестроокрашенных глинистых сланцев	100 „

В 1940 г. илисуйская свита была выделена Э. Ш. Шихалибейли в междуречье Тиканлычай — Филифличай и прослежена до Фийнского перевала на Главном хребте. Восточнее р. Тиканлычай в полосе тектонического контакта свиты кремнистых пород кимериджа с бабадагской свитой валанжина только изредка можно встретить высыпки и обломки перемятых и раздробленных красноцветных пород, зажатых в приконтактной зоне. В верховьях р. Саралчай — правого притока р. Тиканлычай — свита обнажается в ядре антиклинали, сложенной породами бабадагской свиты.

У слияния правых притоков р. Филифличай — рек Урякчай и Фиячай, несколько выше с. Стасфили, по данным Э. Ш. Шихалибейли (1956), обнажаются:

- | | |
|--|-------|
| 1. Пачка пестроцветных пород, состоящая из зеленовато-серых известковистых плотных и оскольчатых пород | 2 м |
| 2. Пачка ленточнопереслаивающихся красных и зеленых, слегка песчанистых глин; все породы известковистые, мощность прослоев варьирует от 3 до 15 см | 5 „ |
| 3. Пачка тех же пород, но более грубо переслоенных, где мощность пакетов зеленоватых глин доходит до 0,5 м при толщине прослоев 5—6 см. В красных глинах встречаются включения зеленых глин размером до 0,5 см | 15 „ |
| 4. После перерыва в обнажениях, вверх по течению р. Урякчай, прослеживается пачка пестроцветных пород, состоящих из чередования красных, зеленых, бурых плотных глин с редкими прослоями известковистых песчаников | 150 „ |

Верхняя половина свиты задернована. Северо-западнее р. Филифличай свита протягивается по водораздельному гребню Главного хребта до подножия горы Тиканлыбаши, где она слагает южный обрывистый склон хребта; западнее свита на северном склоне окаймляет обширную Дюзсыртовскую синклинали.

В верховьях правых притоков р. Кишчай, у перевала Сеидюрт, илисуйская свита слагает водораздельный гребень хребта, переходя затем на его южный склон. От среднего течения р. Гамзальчай свита протягивается в бассейн р. Дашагильчай и далее к западу в бассейн р. Кюнютчай. Она также выступает по всем крупным притокам р. Кишчай. По р. Кайнарчай, выше с. Кайнар, в составе свиты появляются огромные глыбы верхнеюрского известняка. В этом пункте мощность свиты около 60 м. Свита слагает складчатые верхнеюрские образования бассейна р. Шинчай, обнажаясь в 1,5 км севернее с. Шин, и в долине р. Катехчай, где имеет мощность до 80 м.

На северном склоне Большого Кавказа свита имеет сравнительно ограниченное распространение; в типичном виде она прослеживается от Восточно-Салаватского перевала до р. Джимичай. В разрезе по р. Карачай, у северного подножия горы Бабадаг, свита выражена флишевым чередованием красных и зеленых глинистых сланцев и зеленоватых известковистых алевролитов, залегающих с мощным (около 25 м) базальным конгломератом в основании, но без следов несогласия на кремнистой свите кимериджа.

Наиболее характерной породой илисуйской свиты являются темно-красновато-лиловые глинистые сланцы, иногда переходящие в мергельные сланцы, чередующиеся с серыми и зеленовато-серыми разностями. Глинистые сланцы местами кремнистые и песчанистые. Мощность их колеблется от 2—3 см до нескольких дециметров. Глинистые песчаники часто косослоистые с иероглифами. В верхней части свиты имеются пласты мелкозернистых известковистых песчаников до 1 м мощности, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и с белесоватыми рассланцованными мергелями и известняками.

Илисуйская свита в некоторых разрезах перекрывается толстослоистыми песчаниками и конгломератами. Это кызылказминская свита, наиболее характерно обнажающаяся в бассейнах рек Бабачай, Джимичай, Дагначай, на левом берегу р. Гильгинчай и др., палеонтологически отнесенная к нижнему мелу — валанжину.

Малый Кавказ

Нижняя и средняя юра

Нижнеюрские отложения Малого Кавказа имеют весьма ограниченное распространение и выступают на дневной поверхности в Шамхорском антиклинории и Ордубадском синклинории.

Нижнеюрские отложения Шамхорского антиклинория исследованы П. С. Бернштейном (1935), К. Н. Паффенгольцем (1959), Ш. А. Азизбековым (1947), Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным (1950).

Раннеюрский возраст отложений впервые фаунистически установлен Т. А. Гасановым (1954, 1961, 1967) в Таузском районе в верховьях р. Асрикчай.

Геттангский ярус. Отложения, относимые условно к геттангскому ярусу, выступают на дневную поверхность в бассейнах рек Асрикчай и Ахынджачай и представлены базальными конгломератами и белесоватыми песчаниками (250—260 м). Гальки базальных конгломератов состоят из кварца, кварцитов, туфопесчаников, туффитов, метаморфических сланцев и пород гранитоидного состава, сцементированных песчаным материалом. Конгломераты завершаются белесовато-серыми серицит-кварцевыми песчаниками (30—40 м).

Синемюрский ярус. Отложения синемюрского яруса обнажаются в верховьях р. Асрикчай и в среднем течении р. Ахынджачай. Они представлены хлоритизированными, серицитизированными, окварцованными, зеленовато-серыми туфопесчаниками (78 м). В нижней части последних в ущелье Беюк Кишлак, у с. Сафарли, обнаружены *Arnioceras abjectum* (Fucini), *Canavarites* sp. indet., *Vermiceras* sp., *Arietites* sp. indet., характеризующие нижнесинемюрский подъярус, а в верхней части пачки туфопесчаников обнаружены *Echioceras desliviis* Tugent., *Microderoceras* cf. *birchi* (Sow.), *Eoderoceras* sp. indet., характеризующие верхнесинемюрский (лотарингский) подъярус.

Плинсбахский ярус. Отложения этого яруса, обнажающиеся в бассейне р. Асрикчай в районе сс. Чешмали, Гандаллар, Беюк Кишлак, Сафарли, выражены зеленовато-серыми глинисто-песчаными сланцами (26 м). Вверх по разрезу увеличивается количество прослоев пиритизированных песчаных сланцев. Нижний подъярус плинсбаха (карикский) содержит *Liparoceras* ex gr. *henley* (Sow.), *Passaloteuthis avicurvata* (Blainv).

В районе с. Чешмали отложения верхнего плинсбаха (домерский подъярус) представлены толстослоистыми темно-серого цвета глинистыми сланцами с многочисленными экземплярами *Arietoceras algovianum* Orp.

Тоарский ярус. Эти отложения выражены темно-серыми некарбонатными плитчатыми глинистыми сланцами (60 м) с маломощными линзами мергелей и известняков. В разрезах сс. Чешмали, Сафарли и Геялли в глинистых сланцах имеются прослои плотных алевроитовых туфопесчаников. Из верхней части этих отложений определены *Grammoceras thouarsense* Orb., *G. subquadratum* Buckm., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria exigua* Buckm., *Callyphylloceras semseyi* Prinz., *C. supraliasicum* (Pomr.), указывающие на позднеотоарский возраст вмещающих их пород. Отложения нижнего тоара фаунистически не охарактеризованы.

Нижнеюрские отложения Ордубадского синклинория по Неграмскому разрезу начинаются толщей диабазовых порфиритов с прослоями их туфов и туфобрекчий (120 м), отнесенных Ш. А. Азизбековым (1961) к лейасу. Вулканогенная толща трансгрессивно перекрывается осадочными породами ааленского яруса.

На Малом Кавказе среднеюрские отложения имеют большее распространение, чем ниже- и верхнеюрские. Они приурочены к высоко- и среднегорным участкам Малого Кавказа, принимающим участие в строении Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской, Мисхано-Кафанской и Араксинской зон. В литологическом отношении среднеюрские

отложения представлены в вулканогенной, вулканогенно-осадочной и осадочной фациях.

Отложения средней юры впервые описаны Г. В. Абигом (1873₂). К. Н. Паффенгольц (1959) породы среднеюрского возраста подразделил на нижнюю вулканогенную толщу, толщу кварцевых порфиров и на верхнюю вулканогенную толщу.

В результате детальных палеонтолого-стратиграфических исследований В. В. Богачева, Г. Я. Крымгольца, И. Р. Кахадзе, Т. А. Гасанова, М. Р. Абдулкасумзаде, К. О. Ростовцева удалось выделить фаунистически обоснованные нижеааленский, нижебайосский, верхнебайосский, нижебатский и верхнебатский подъярусы.

Ааленский ярус. Отложения нижеааленского подъяруса в Шамхорском антиклинории связаны постепенным переходом с тоарскими и выражены песчано-глинистыми сланцами и туфопесчаниками (120 м). В бассейнах рек Асрикчай и Ахынджачай в верхней половине толщи песчано-глинистых сланцев обнаружены *Leioceras cf. opalinum* Rein., *Catullocceras aratum* Buckm., *Calliphylloceras semseyi* Prinz., *Megateuthis cf. elliptica* Mil., *Mytiloides quenstedti* Psel., *M. amegdaloides* (Goldf.).

Отложения ааленского яруса Нахичеванской АССР, изученные К. Н. Паффенгольцем (1959), Ш. А. Азизбековым (1961), К. О. Ростовцевым (1957), представлены желтовато-серыми кварцевыми песчаниками (35 м) с *Pholadomya*, *Ostrea*, *Mytiloides cinctus* Goldf.

Байосский ярус. Отложения этого яруса обнажаются в пределах Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской и Араксинской зон. В литологическом отношении они представлены вулканогенной, вулканогенно-осадочной и в меньшей степени осадочной фациями. Байосские отложения в северо-восточной части Малого Кавказа налегают несогласно на песчано-глинистые породы нижнего аалена и перекрываются отложениями батского яруса. В Араксинской зоне (Нахичеванская АССР) байосские отложения согласно налегают на песчано-глинистые породы аалена и согласно перекрываются известково-мергельной толщей бата. Байосский ярус делится на два подъяруса: нижебайосский и верхнебайосский.

Нижебайосский подъярус. Отложения нижнего байоса развиты в пределах Шамхорского и Мровдагского антиклинориев Сомхито-Агдамской зоны и Шаруро-Джультинского антиклинория Араксинской зоны.

Нижний контакт этих отложений в Сомхито-Агдамской зоне вскрыт в верховьях Асрикчая, где они несогласно и трансгрессивно налегают на различные ярусы нижней юры, начиная с геттангского яруса (гора Гюмушлук) до нижнего аалена (с. Чешмали) включительно, и перекрываются покровами верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров.

В составе нижнего байоса принимает участие сложный комплекс лавовых и вулканокластических пород, представленных вулканическими брекчиями, агломеративными туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, пироксеновыми, плагиоклазовыми, диабазовыми порфиритами. Покровы порфиритовых пород перемежаются с прослоями вулканокластов и, часто изменяясь в мощности, быстро переходят друг в друга по простиранию.

В Араксинской зоне нижебайосские отложения выражены осадочными породами.

Нижебайосские породы Шамхорского антиклинория имеют широкое распространение в междуречье Ахынджачая и Дзегамчая, где они представлены вулканогенными породами (1700 м) с преобладанием вулканокластов над лавовыми покровами.

На юго-восточной окраине с. Джурдек, в бассейне р. Асрикчай, на песчано-глинистые сланцы аалена с угловым несогласием налегают отложения нижнего байоса в следующей последовательности (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Чередование туфопесчаников с мелко- и среднеобломочными туфоконгломератами зеленовато- и буровато-серого цвета. Конгломераты состоят из осадочных и вулканокластических пород, сцементированных туфопесчаным материалом. Туфопесчаники плотные, зеленовато-серого цвета | 35 м |
| 2. Пачка туфоконгломератов зеленовато-серого и буровато-серого цвета с хорошо окатанными гальками (1—40 см), состоящими в основном из плагиоклазовых, диабазовых, авгитовых и кварцевых порфиритов. Цементирующим материалом являются туфопесчаники | 104 „ |
| 3. Чередование туфоконгломератов с мелко- и среднезернистыми туфопесчаниками светло-серого цвета. Последние сильно ожелезнены, реже пиритизированы и содержат обугленные растительные остатки | 75 „ |
| 4. Пачка зеленовато-серых и серых тонкослойных плитчатых туфопесчаников, чередующихся со слабоокрашенными же туфопесчаниками, переходящими в верхней части разреза в средне- и грубозернистые разновидности | 72 „ |
| 5. Чередование среднезернистых туфопесчаников с мелкообломочными туфоконгломератами с преобладанием первых. Гальки хорошо окатанные, реже сильно пиритизированные и состоят из различных порфиритов, кварцитов и туффитов. Реже в верхах происходит чередование сильноокрашенных песчаников с маломощными мелкообломочными туфоконгломератами | 35 „ |
| 6. Порфириты массивные, плотные с отчетливой порфировой структурой | 48 „ |
| 7. Чередование желтовато-серых плотных туфопесчаников с туффитами, мелкообломочными туфобрекчиями со скорлуповатой отдельностью и различными порфиритами (0,5—1,5 м). Последние выветрелые и ожелезненные | 35 „ |
| 8. Порфириты серые и темно-серые, хлоритизированы, реже эпидотизированы, среди которых встречаются вкрапленники пирита | 24 „ |
| 9. Кварцевые плагиопорфириты светло-серого цвета, сильно каолинизированы, лимонитизированы, слабо серицитизированы | 15 „ |
| 10. Туфоконгломераты с гальками осадочных и эффузивных пород, в основном преобладают гальки первых. Цемент представлен туфогенным материалом | 14 „ |
| 11. Туфобрекчии с чередованиями маломощных туффитов и порфиритов серого и зеленовато-серого цвета, средне- и реже с крупнообломочной текстурой и литокластической структурой. Обломки состоят из различного состава порфиритов, сцементированных туфопесчаниками | 20 „ |
| | 460 м |

Нижнебайосские отложения Мровдагского антиклинория слагают приводораздельную часть одноименного хребта. В верховьях междуречья Гянджачая и Кюракчая развита толща грубообломочных туфоконгломератов с подчиненными туфами. Восточнее меридиана горы Гямыш эта толща представлена различными порфиритами с подчиненными вулканокластами (2500 м).

Наиболее полный разрез (60 м) нижнебайосских отложений Орду-бадского синклинория зафиксирован к юго-востоку от ст. Неграм, наименьший (7 м) — в районе с. Билава. В пределах этой структуры нижний байос налегает без видимого углового несогласия и следов перерыва на песчано-глинистые породы аалена. Нижний байос представлен в низах песчаниками и туфопесчаниками, а выше следуют песчаные глины; разрез заканчивается песчаниками с *Otoites sauzei* Orb., *Velopecten rolli* Stoll., *Variamussium personatum* Ziet., *Pleuromya unioides* Roem., *Pholadomya fidicula* Sow.

Верхнебайосский подъярус развит в тех же структурных зонах, что и нижнебайосский. В северо-восточной части Малого Кавказа стратиграфически выше вулканогенной толщи нижнего байоса залегают толща кварцевых плагиопорфиритов. Она значительно развита в пределах Сомхито-Агдамской и меньше — Севано-Карабахской зон. Кварцевые плагиопорфириты и их вулканокласты (туфы, мелкообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты) верхнебайосского возраста наиболее

широко развиты в пределах Шамхорского и Гекгельского антиклинориев.

В Шамхорском антиклинории над вулканогенной толщей нижнего байоса залегает толща кварцевых плагипорфиров и их туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов верхнебайосского возраста. Вулканокласты, сопровождающие кварцевые плагипорфиры, имеют подчиненное значение, приурочиваясь к средней и верхней частям разреза. Максимальная мощность (700 м) толщи кварцевых плагипорфиров наблюдается в западной части антиклинория.

Верхний байос в пределах данной структуры фаунистически охарактеризован на восточном погружении Нузгерского плато, где Т. А. Гасановым и М. Р. Абдулкасумзаде (1965) из вулканогенно-осадочной толщи собраны и определены *Calliphyloceras* cf. *irganajense* Ves., *C. disputabile* (Zit.), *Holcophylloceras zignodiamun* (Orb.), *Nannolytoceras* cf. *okribiensis* (Kakh.), *Sphaeroceras* cf. *brogniarti* (Sow.).

В Дашкесанском синклинории верхнебайосская толща по литологическому составу расчленяется на два горизонта: на горизонт кварцевых плагипорфиров и их туфов и на горизонт туфоалевролитов и кварцевых туфопесчаников.

В районе с. Кущи среди полимиктовых туфопесчаников Ш. А. Азизбековым (1947), М. А. Кашкай (1965) и Т. А. Гасановым (1961) собрана моллюсковая фауна: *Calliphyloceras heterophylloides* (Opp.), *Holcophylloceras kudernatsehi samtschikiensis* Kakh., *Parkinsonia subarictis* Wetz., *P.* cf. *planulata* Quenst., *Nannolytoceras ilanense* Strem., *Megateuthis longa* (Voltz.).

На северо-западной окраине с. Кущи, по р. Кушичай, разрез верхнебайосских отложений представлен в следующей последовательности:

- | | |
|---|------|
| 1. Туфопесчаники розовато-коричневого цвета, слоистые, плотные, гематизированы, слабо карбонатизированы, тонкозернистые. Имеются прослои микротуфобрекчий кварцевых плагипорфиров темно-серого цвета с фиолетовым оттенком. В этом слое обнаружены: <i>Syncyclonema spathylatum</i> Reom., <i>Calliphyloceras heterophylloides</i> (Opp.), <i>Dinolytoceras crimea</i> (Strem.), <i>D. fasciculatum</i> (Sim.), <i>Polystomiceras tripartitum</i> (Rasp.) | 12 м |
| 2. Песчаники глинистые, темно-серого цвета с буроватым оттенком, тонкозернистые, слоистые, карбонатизированные. Имеются включения мелких галек, окатанных, порфиритового состава | 10 „ |
| 3. Гравелиты темно-серые, сильно карбонатизированные, отдельные участки породы кальцитизированы. Из этого слоя обнаружены: <i>Syncyclonema demissum</i> (Phill.), <i>Gervilia aviculoides</i> Sow., <i>Nautilus lineatus</i> Sow., <i>Calliphyloceras heterophylloceras</i> (Opp.), <i>Holcophylloceras zignodiamun</i> (Orb.), <i>Dinolytoceras</i> cf. <i>crimea</i> (Strem.), <i>D.</i> cf. <i>fasciculatum</i> (Sim.), <i>Oppelia subradiata</i> Sow., <i>Vermisphinctes</i> cf. <i>martinsi</i> (Orb.), <i>Oecotraustes</i> sp. indet. | 3 „ |
| 4. Туфопесчаники оливково-зеленого цвета, слабо уплотненные, крупнозернистые, неслоистые, некарбонатные | 2 „ |
| 5. Туфоконгломераты. Гальки хорошо окатанные, порфиритового и туфопесчаного состава, крупных размеров, сцементированных среднезернистыми туфопесчаниками | 15 „ |

42 м

В Мровдагском антиклинории верхний байос, выраженный толщей кварцевых плагипорфиров (100—120 м), обнажается вдоль южного опрокинутого крыла и прослеживается от верховьев р. Кюракчай до верховьев рек Карачай и Инджачай.

В Гекгельском антиклинории верхний байос выражен толщей кварцевых плагипорфиров и их туфов, распространенных в междуречье Гянджачай и Карабулакчай. Здесь он обнажается в присводовой части Гекгельского антиклинория, хорошо очерчивая его контуры. В долине р. Кюракчай его обнаженная мощность достигает 500—600 м.

В Ордубадском синклинории верхнебайосские отложения отмечаются в районах ст. Неграм, с. Азнабюрт, урочища Казаныйла, где они представлены серыми и голубовато-серыми алевритистыми глинами, переходящими в верхах в мергелистые глины и известняки (115 м) с *Garantia dichotoma* Bentz., *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. depressa* Quenst., *Oppelia subradiata* Sow., *Perisphinctes martinsi* (Orb.).

Батский ярус. Отложения батского яруса широко развиты на Малом Кавказе, где они принимают участие в строении структур Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской, Мисхано-Кафанской и Араксинской зон.

Нижний контакт батских отложений определяется кровлей верхнебайосской толщи кварцевых плагиопорфиров. Местами в основании батского яруса отмечаются базальные конгломераты с гальками кварцевых плагиопорфиров (Гектельский антиклинорий). В тех районах, где батские отложения связаны с келловейскими постепенным переходом (Дашкесанский синклинорий), верхний контакт батского яруса отбивается по появлению в разрезе характерной келловейской фауны.

В составе батского яруса принимают участие осадочные и эффузивные породы, известные как «верхняя вулканогенная толща». Осадочно-туфогенные отложения развиты преимущественно в синклинальных прогибах северо-восточной части Малого Кавказа и представлены в основном туфопесчаниками, туфоалевритами, туфобрекчиями и туфоконогломератами. Породы лавовой и вулканокластической фации развиты в пределах Шамхорского, Мровдагского, Агдамского, Карабахского, Замзурского антиклинориев и представлены плагиоклазовыми, пироксеновыми порфиридами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями и туффитами. В Шаруро-Джюльфинском антиклинории рассматриваемые отложения выражены исключительно осадочными породами.

Отложения батского яруса по сравнению с подстилающими байосскими отложениями богаты ископаемыми органическими остатками. Это позволяет расчленять их на нижний и верхний подъярусы (Дашкесанский синклинорий). Наиболее полная мощность батских отложений наблюдается в Мровдагском и Карабахском антиклинориях, где она достигает 1800—2000 м.

В Шамхорском антиклинории отложения батского яруса обнажаются в районах сс. Яныхлы, Гергер, Човдар, где они представлены главным образом лавовой и вулканокластической и менее осадочной фациями. В районе с. Ново-Саратовка широко развиты туфогенно-осадочные породы, среди которых Т. А. Гасановым обнаружены и совместно с Ю. Стефановым определены *Oecotraustes* (*Paraecotraustes*) *densicostatus* Liss., *O.* (*Paraecotraustes*) *maubeugei* J. Steph., указывающие на верхнебатский возраст заключающих их пород.

В районе зимовки Дашалты из нижних слоев вулканогенной толщи бата по сборам Ш. А. Азизбекова Г. Я. Крымгольцем определены *Holcophylloceras* cf. *zignodianum* (Orb.), *Pseudophylloceras kudernatschi* (Hauser), *Dinolytoceras crimea* Strem., *Eurystomiceras polyhelictum* (Bockh.), *Perisphinctes* cf. *rotundatus* Roem., *Sphaeroceras* cf. *suevicum* Roem.

Южнее с. Баян, по направлению горы Шахдаг, среди разнозернистых туфопесчаников Т. А. Гасановым собраны и определены *Synsyclo-nema spathulatum* Roem., *S. vitreum* Roem., *S. bouchardi* Opp., *Chlamys* aff. *meriani* Grep., *Radula duplicata* Sow., *Limatula tshonensis* Kakh., *Holcophylloceras zignodianum* (Orb.), *Bucegia banaticum* D. Pat., *Oppelia* (*Oxycerites*) sp. indet.

В Дашкесанском синклинории батский ярус делится на нижний и верхний подъярусы. Нижнебатские отложения распространяются пре-

рывистой полосой в районах сс. Заглик, Шарукар, Нижний Дашкесан, Дастафюр и далее на юго-восток. Восточнее с. Заглик по направлению к горе Шарукар среди хлоритизированных, карбонатных слоистых туфопесчаников Т. А. Гасановым собраны и определены *Syncyclonema spathulatum* Roem., *S. singulatum* (Goldf.), *Plesiopecten subspinosus* (Schloth.), *Plagiostoma dastafurensis* Haas., *Pleuromya* cf. *alduini* Bronn., *Oecotraustes* (*Paraocotraustes*) cf. *subfusca* Waag. На левом берегу р. Кошкарчай среди слоистых мелкообломочных псаммитовых туффитов собраны и определены *Syncyclonema* cf. *disciformis* Schubl., *Spondylopecten kojkolensis* Haas., *Lima cardiformis pucicostata* Haass., *Radula duplicata* Sow., *Plagiostoma* cf. *impressa* Mor. et Luc., *Gervillia aviculoides* Sow.

Верхнебатские отложения развиты в районе с. Заглик, затем на северо-восточном склоне горы Шарукар и далее в районе сс. Нижний Дашкесан и Дастафюр. От последнего пункта они узкой полосой переходят в пределы Гекгельского антиклинория. К юго-западу от с. Дастафюр (на левом берегу р. Эйналтахт) в туфопесчаниках Э. Т. Байрамалибейли собраны и И. П. Кахадзе определены *Syncyclonema spathulatum* Roem., *Limatula tshonensis* Kakh., *Pholadomya* cf. *ovula* Ag., *Gervillia* cf. *aviculoides* Sow.

Разрез нижнебатских отложений приводится по южной окраине с. Заглик (снизу вверх):

1. Плагиоклазовые порфириды грязно-зеленого цвета	27 м
2. Туфоконгломераты. Верхняя половина толщи представлена эпидотизированными зеленовато-серого цвета туфогравелитами; в середине пачки — прослой ожелезненной туфобрекчии (2,5 м). Пачка завершается крупногалечниковыми конгломератами с прослойками тонкозернистого туфопесчаника бурого цвета (3,5 м)	40 „
3. Туфопесчаники светло-зеленого цвета, слоистые, некарбонатные, мелко- и среднезернистые; прослой гравелитов и туфопесчаников зеленого цвета. В верхней части слоя в зеленых туфопесчаниках находятся включения растительных остатков	6 „
4. Туфоконгломераты с туфопесчаным цементом желтовато-зеленого цвета	12 „
5. Чередование желтовато-зеленых мелкогалечниковых плотных туфоконгломератов и зеленых известковистых тонкозернистых туфопесчаников	10 „
6. Туфопесчаники хлоритизированные, карбонатизированные, зеленые, зеленовато-серые, слоистые, в низах тонко-мелкозернистые, в верхах становятся крупнозернистыми. В подошве пачки встречаются прослой грубозернистого не известковистого туфопесчаника с <i>Syncyclonema spathulatum</i> (Roem.), <i>S. cingulatum</i> (Goldf.), <i>S. vitreum</i> Roem., <i>S. demissum</i> (Phill.), <i>Plesiopecten subspinosus</i> (Schloth.), <i>Spondylopecten bouchardi</i> Orr., <i>S. kjapasensis</i> Haas., <i>Plagiostoma dastafurensis</i> Haas., <i>Pleuromya</i> cf. <i>alduini</i> Bronn., <i>Oecotraustes</i> (<i>Paraocotraustes</i>) cf. <i>subfuscus</i> Waag. Из фораминифер встречаются <i>Globulina lacrima</i> Mjaj., <i>Lagenaxoxystoma</i> Hauss., <i>Haplophragmoides</i> sp.	41 „
7. Туфопесчаники темно-серые с зеленоватым и фиолетовым оттенками, крупнозернистые, эпидотизированные и гематитизированные. В нижней и верхней частях пачки имеются прослой (1—3 м) туфоконгломератов серого цвета. Гальки крупных размеров представлены эффузивными и туфогенными породами. Цемент — крупнозернистый туфопесчаник	80 „
	210 м

Севернее с. Дастафюр (по направлению горы Боздаг) разрез верхнебатских отложений выглядит в следующей последовательности:

1. Порфириды и туфобрекчии	100 м
2. Ракушняковые известняки зеленоватого цвета, состоящие из мелких гастропод, двустворчатых кораллов	1 „
3. Туфопесчаники слоистые, плотные, мелкозернистые, желтовато-коричневого цвета, чередующиеся со среднезернистыми разностями. Встречена фауна: <i>Syncyclonema demissum</i> (Phill.), <i>Limatula tshonensis</i> Kakh., <i>Gervillia aviculoides</i> Sow., <i>Pholadomya ovula</i> Agass., <i>Otoxyites</i> (<i>Prohecticoceras</i>) <i>planum</i> D. Pat.	6 „

4. Мелкообломочные туфоконгломераты серого цвета. Гальки порфиритовые, окатанные, размером до 1—1,5 см. Цементирующим материалом служат среднезернистые карбонатные туфопесчаники серого цвета	10 м
5. Туфопесчаники мелкозернистые, отсортированные, слоистые, зеленоватого цвета	30 „
6. Чередование туфоконгломератов и туфопесчаников. Последние среднекрупнозернистые, плотные, слоистые, темно-серого цвета. Гальки туфоконгломерата состоят в основном из порфирита зеленоватого цвета. Цемент туфопесчаниковый	50 „
7. Магнетитовые песчаники и конгломераты	2 „
8. Туфопесчаники разнозернистые, слоистые, темно-серого цвета	47 „
	270 м

В Мровдагском антиклинории стратиграфически выше толщи кварцевых плагипорфиров без видимого углового несогласия залегает мощная (более 1500 м) вулканогенно-осадочная толща бата, развитая вдоль северо-восточного склона Мровдагского хребта, в верховьях рек Гянджачай, Кюрракчай и Инджачай.

В Гекгельском антиклинории отложения батского яруса трансгрессивно с незначительным угловым несогласием и базальным конгломератом в основании залегают на размытой поверхности толщи кварцевых плагипорфиров. В бассейне р. Сарысу и в верховье р. Карабулагчай непосредственно на кварцевых плагипорфирах залегает верхняя часть батских отложений — терригенно-вулканокластические породы незначительной мощности. Несколько восточнее, в бассейне рек Карачай и Инджачай, широко развита нижняя часть толщи, состоящая из лавово-вулканокластических пород порфиритового состава.

В Агдамском антиклинории отложения батского яруса распространены в основном в междуречье Тертера и Хачинчая, где они слагают приосевую зону Агдамского антиклинория. Юго-восточнее в связи с общим погружением шарнира антиклинория отложения бата выступают в сводах частных структур и литологически представлены вулканогенно-осадочными породами.

В Тоурагачайском синклинории батские отложения распространены узкой полосой в бассейне среднего течения р. Тертер. На перевале по дороге от с. Умутлу в бассейне р. Тоурагачай развиты ожелезненные крупнозернистые песчаники, содержащие *Syncyclonema* cf. *spathulatum* R o e m., *Plesiopecten samaebense* K a k h., *Macrodon* aff. *nikichtini* P ř e l., *Variamusium personatum* (Zitt.).

В Карабахском антиклинории батские отложения, развитые в приосевой зоне структуры, по литологическим признакам подразделяются на нижнебатские, выраженные порфиритами и туфогенами, и верхнебатские, представленные туфогенно-осадочными породами.

В бассейне р. Колотаг отложения нижнего бата отсутствуют, а верхний подъярус фациально замещен туфоосадочными породами. Здесь Т. А. Гасановым обнаружены и определены «*Rhynchonella*» *retrosinuata* V a g., *Syncyclonema demissum* (Phill.), *Plagiostoma* cf. *harparax* (O r b.), *Mytilus asper* S o w. Вдоль Мыхтокянского хребта отложения бата представлены в основном туфогенно-вулканокластическими породами с редкими и маломощными потоками порфиритов и кварцевых порфиритов.

В Мартунинском синклинории батские отложения, выступающие в ядре локальных поднятий, прерывистой полосой протягиваются от среднего течения р. Хачинчай до р. Кендаланчай, где они представлены осадочно-вулканокластическими породами.

В Замзурском антиклинории батские отложения обнажаются в ядре структуры, состоят из туфопесчаников, туфобрекчий, диабазовых и

авгит-роговообманковых порфиритов, которые перекрываются туфопесчаниками, песчанистыми известняками верхней юры.

В Лачинском антиклинории батские отложения протягиваются вдоль его осевой полосы от горы Гурбандаг у слияния рек Пчанисчай и Шальвачай на северо-западе и до горы Зиарат на юго-востоке. Кроме того, они развиты в районе сс. Верхний Каладараси, Кировка, Ирчан и др. К северо-востоку от горы Лачин среди сланцев, песчаников и глин бата обнаружены *Calliphyloceras* cf. *disputabile* (Zitt.), *Holcophylloceras zignodianum* (Orb.), *Eurystomiceras* cf. *polyhelictum* (Bockh.), *Dinolytoceras* cf. *crimea* (Strem.), *Belemnopsis versiaensis* Liss.

В Шаруро-Джувльфинском антиклинории батские отложения, обнаруженные в районах сс. Азнабюрт, Казаняйла, Гюлистан, ст. Неграм, являются непосредственным продолжением разреза верхнего байоса. Они представлены в нижней части переслаиванием глинистых известняков и известковистых глин, а в верхней части — глинами (50 м). Известняки содержат, по сборам Ш. А. Азизбекова, чрезвычайно богатую и разнообразную фауну бата: *Oppelia fusca* Quenst., *Calliphyloceras disputabile* Zitt., *Nannolytoceras crimea* Strem., *Lissoceras psilodiscus* Schloenb.

Верхняя юра

Отложения позднеюрской эпохи широко распространены. Верхнеюрские отложения в азербайджанской части Малого Кавказа широко развиты в пределах Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской, Мисхано-Кафанской и Приараксинской тектонических зон и принимают участие в геологическом строении Казахского (Дашкесанского, Агджакендского, Тоурагачайского, Мардакертского, Мартунинского синклиналиев и Шамхорского, Агдамского, Карабахского, Замзурского, Старотагского, Кафанского и Шаруро-Джувльфинского антиклинориев.

Верхнеюрские отложения Малого Кавказа изучались Г. В. Абигом (1873₂), Л. К. Конюшевским (1914), В. Е. Богачевым (1915), А. Н. Соловкинским (1934), М. И. Варенцовым (1937), В. И. Славиним (1945), Ш. А. Азизбековым (1947), В. Е. Хаиним и В. В. Тихомировым (1948), Л. Н. Леонтьевым (1950), Э. Ш. Шихалибейли (1962, 1964₂), М. Р. Абдулкасумзаде (1963, 1965_{1, 2}, 1968), Т. А. Гасановым (1961), Р. Н. Абдуллаевым и Э. Ш. Шихалибейли (1959), А. А. Байрамовым (1962), Р. Г. Бабаевым (1967), Р. Б. Аскеровым (1962, 1965) и многими другими.

Палеонтологические остатки из верхнеюрских отложений в разные годы определялись Г. В. Абигом, М. Неймайром, В. Улигом, В. В. Богачевым, И. Р. Кахадзе, М. Р. Абдулкасумзаде, Т. А. Гасановым, Р. Б. Аскеровым и Р. Г. Бабаевым.

Описываемые отложения в пределах азербайджанской части Малого Кавказа представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными, терригенными и карбонатными образованиями. В осевых полосах прогибов они достигают значительной мощности и представлены полнее, чем на поднятиях. Характерно, что отложения кимериджского века почти во всех прогибах области представлены исключительно в вулканогенной фации, тогда как на поднятиях они, за редкими исключениями, как и отложения титонского века, отсутствуют. Кроме того, от осевых полос прогибов к их бортам происходит заметное сокращение и выклинивание отдельных горизонтов верхней юры и возрастает роль терригенных осадков.

На основании детальных палеофаунистических исследований кимеридж-титонские отложения удалось расчленить на ярусы.

Келловейский ярус. Отложения келловея развиты в пределах Шамхорского и Агдамского антиклинориев, Дашкесанского и Мардакертского синклинориев Сомхито-Агдамской зоны (рис. 7).

На северо-западе, вдоль северо-восточного крыла Шамхорского антиклинория (Сомхито-Агдамская зона) в междуречье Ахынджачая и

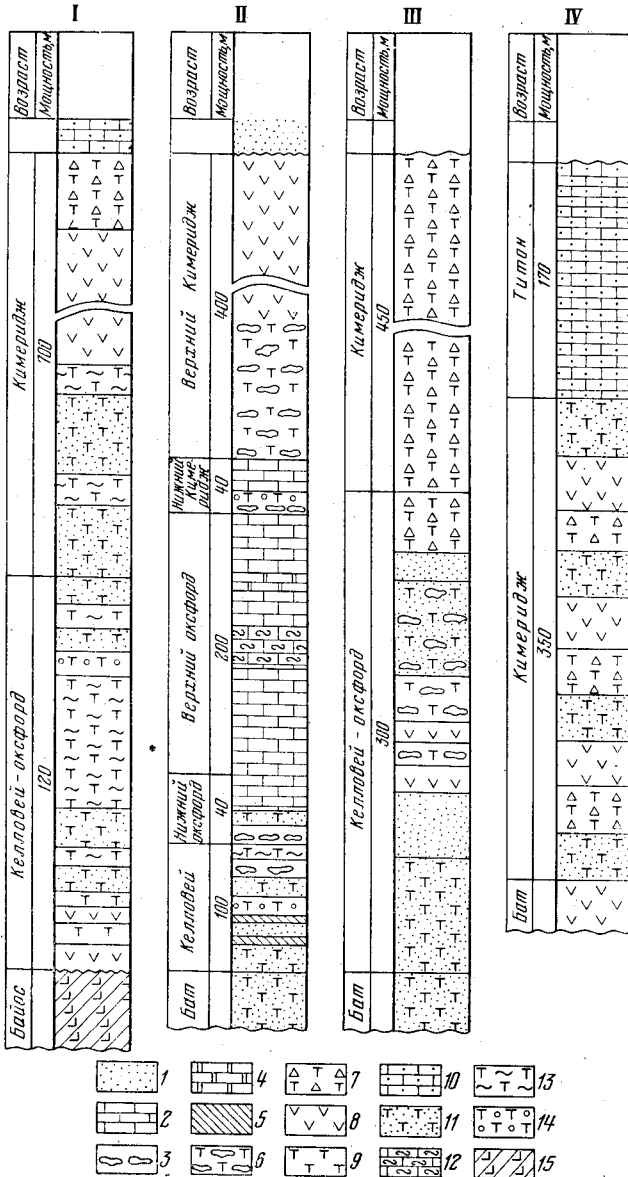


Рис. 7. Сводные разрезы верхнеюрских отложений Сомхито-Агдамской зоны. Составила М. Р. Абдулкасумзаде

1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — конгломераты; 4 — доломиты; 5 — аргиллиты; 6 — туфоконогломераты; 7 — туфобрекчи; 8 — порфиристы; 9 — туфы; 10 — песчаные известняки; 11 — туфопесчаники; 12 — кремнистые известняки; 13 — туфоалевролиты; 14 — туфогравелиты; 15 — кварцевые порфиры

I — Шамхорский антиклинорий, II — Дашкесанский синклинорий, III — Мардакертский синклинорий, IV — Агдамский антиклинорий

Джагирчая, келловейский и оксфордский ярусы охарактеризованы скудной фауной и поэтому трудно расчленяются на ярусы.

Узкая полоса выходов келловейских и оксфордских отложений прослеживается от Шамшадинского района (сс. Чоратон и Кирги) Армении в восточном направлении до р. Дзегамчай. На этом отрезке антиклинория описываемые отложения несогласно ложатся на подстилающие породы средней юры. Литологический состав келловей-оксфорда с

запада на восток претерпевает значительные изменения. Так, например, если в районе р. Асрикчай в составе толщи преобладают нормально-осадочные породы, представленные песчанистыми глинами, песчаниками и алевролитами, то на востоке доминирующую роль в ее составе играют туфогенные образования, представленные туфопесчаниками, туфоалевролитами и мелкообломочными туфобрекчиями. Здесь на верхнебайосских кварцевых плагиопорфирах залегает пачка чередующихся серых, темно-серых и зеленоватых грубо- и мелкозернистых песчаников, туфопесчаников и известковистых туфопесчаников мощностью 290 м с *Ptychophylloceras hommairei* Orb., *Pseudophylloceras kunthi* (Neum.), *Holcophylloceras* cf. *zignodianum* Orb., *Calliphylloceras* cf. *puschii* Orp., *Lytoceras linneanus* Orb.

В пределах Дашкесанского синклинория отложения бата связаны с келловейскими постепенным переходом, а последние в свою очередь покрываются известняками оксфордского яруса.

Келловейский ярус по фауне расчленяется на три подъяруса.

Разрез нижнекелловейского подъяруса в районе Дашкесана представлен тонким чередованием аргиллитов, туфопесчаников, известняков и туфобрекчий (30 м) с *Macrocephalites macrocephalus canizarroi* (Gem.), *Perisphinctes* cf. *submutatus* Nik., *Pseudophylloceras kunthi* (Neum.). Среднекелловейский подъярус выделяется в Кедабекском районе, где он представлен чередованием туфоалевролитов, туфопесчаников (60 м) с *Reineckeia anceps* (Rein.), *Hecticoceras metomphalum* Bop., *Perisphinctes curvicostae* Orp., *Calliphylloceras demidoffi* Ross., *Sowerbyceras tietzei* Till., *Sow. subtortisulcatum* Romp., *Ptychophylloceras euphyllum* Neum. Верхнекелловейский подъярус представлен известковистым конгломератом красно-бурого цвета (2 м) с *Peltoceras athleta* Phill., *Oecoptychius refractus* Hann., *Sublunoceras* cf. *dynastes* Waga., *Nautilus* (P.) cf. *aganiticus* (Schloth.).

Восточнее, в пределах Кяпазской синклинали, отложения келловей — нижнего оксфорда достигают мощности 350 м и без видимого углового несогласия, но трансгрессивно налегают на батские вулканогенные породы. В их составе преобладают терригенно-вулканокластические и в меньшей мере эффузивные и карбонатные породы. По данным М. Р. Абдулкасумзаде, для келловейских отложений горы Кяпаз характерны *Hecticoceras lunula* (Ziet.), *Perisphinctes submutatus* Nik., *Ptychophylloceras* cf. *euphyllum* Neum., *Aequipecten fibrosus* Sow. и др.

Верхнеюрские отложения имеют широкое распространение в пределах Мардакертского синклинория. Они прослеживаются от водораздела рек Инджачай — Тертер в восточном направлении до ущелья Агдара несколько южнее с. Мардакерт.

Келловей-оксфордские отложения состоят из чередования песчаников, туфопесчаников, известковистых песчаников, мелкообломочных туфобрекчий, туфоалевролитов и туфоконгломератов, достигающих около 300 м мощности. Из келловейской части разреза известны *Ptychophylloceras* cf. *euphyllum* Neum., *Pseudophylloceras* cf. *kunthi* (Neum.), *Hecticoceras lunula* (Ziet.), *H. lunuloides* Kil., *Aequipecten fibrosodichotomus* (Kas.), *Lima duplicata* (Sow.), *Oxytoma* cf. *inaequivalve* (Sow.), *Protocardia* cf. *cognata* (Phill.) и др.

В пределах Севано-Карабахской зоны верхнеюрские отложения, выполняя все прогибы (рис. 8), распространены широко и полно, но на значительных поднятиях покрыты меловыми и более молодыми образованиями. По сравнению с Сомхито-Агдамской зоной здесь они еще недостаточно изучены.

Отложения келловея — нижнего оксфорда в Тоурагачайском синклинории широко распространены на левом берегу р. Тоурагачай на горе Эльбекдаш, где они начинаются 100-метровой пачкой чередования мощных прослоев желтовато-серых туфопесчаников, известковистых туфопесчаников, известковистых песчаников, песчанистых известняков и конгломератов. Далее следует 20-метровая пачка, состоящая из чередования конгломератов, известковистых песчаников и известняков. В оклюзе р. Тоурагачай под известняками верхнего оксфорда появляется 15—20-метровая пачка красноцветных туфобрекчий и туфоалевролитов. В районе Эльбекдашского проявления меди у урочища Джагала в известковистых песчаниках и туфопесчаниках верхней пачки содержатся *Pleuromya cf. varians* Ag., *Opis cf. rautleri* L a h., *Astarte cf. pulla* R o e m., *Lima cf. duplicata* S o w., *Protocardium cf. borissjaki* P ě e l., *Perna cf. calloviensis* P ě e l. Эти отложения и покрывающие их верхнеоксфордские известняки мощностью 50—120 м непрерывной полосой прослеживаются до верховьев р. Тоурагачай и участвуют в строении Кызылархачской синклинали.

Несколько юго-восточнее, на левом берегу р. Тертер в пределах Атеркского плато, к келловею — нижнему оксфорду относятся перемежающиеся слои туфопесчаников, туфоконгломератов и песчаников мощностью 130 м. В песчаниках содержатся *Trigonia cf. lycetti* Bigot., *Chlamys cf. episcopalis* L o r., *Limatula corallina* A r k., *Pseudomelania liesbergensis* L o r.

Верхнеюрские отложения Тоурагачайского синклинория прерывистой полосой прослеживаются от левого бережья р. Тертер в восточном направлении до р. Каркарчай, где сливаются с таковыми Мартунинского синклинория. На этом отрезке они выполняют четковидно расположенные Марцапанскую, Довшанлинскую и Хинзирстанскую синклинали. Восточнее, в бассейне р. Хачинчай, в пределах Довшанлинской мульды, имеется более полный разрез верхнеюрских отложений. Здесь отложения келловея — оксфорда представлены туфопесчаниками, туфоконгломератами, обломочными и ракушечными известняками (мощностью 60 м) с *Ptychophylloceras mediterraneum* N e u m., *Partschiceras viator* O r b., *Calliphylloceras cf. puschi* O p p., *Oxytoma inaequivalve* S o w.

Восточнее р. Хачинчай отложения келловей-оксфорда погружаются под кимериджские образования, но выходы их можно видеть на правом берегу р. Хачинчай, в долине р. Колатахчай, а также у сс. Даграв и Дашбулак. В последних к келловею — нижнему оксфорду относится толща чередования известковистых песчаников, туфоконгломератов, органогенно-обломочных и песчанистых известняков (130 м) с *Hecticoceras cf. lunuloides* K i l l., *Ctenostreon cf. pectiniforme* S c h l o t h., *Holctypus depressoides* G u e r a s s.

В междуречье Каркарчая и Аракса наибольшим развитием отложения келловея — оксфорда пользуются в пределах Шушикендского прогиба и Багурханского поднятия Мартунинского синклинория. Здесь в районе с. Дагдаган обнажаются:

1. Пачка известковистых гравелитов и песчаников	30 м
2. Чередование кремнистых песчаников, кварцитов и туффитов с песчанистыми известняками, содержащими <i>Terebratula acuta</i> Q u e n s t.	40 „
3. Мощная пачка брекчированных мандельштейновых порфиритов	200 „
4. Розовато-серые, тонко- и среднезернистые известняки и толстослоистые розоватые известковистые песчаники	25 „
5. Пачка толстослоистых известняков	60—70 „

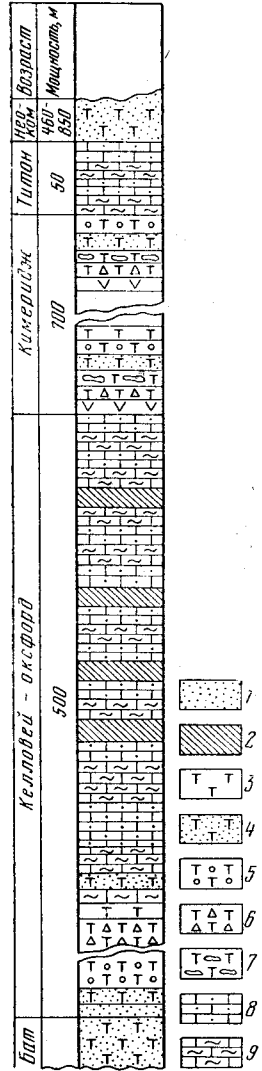
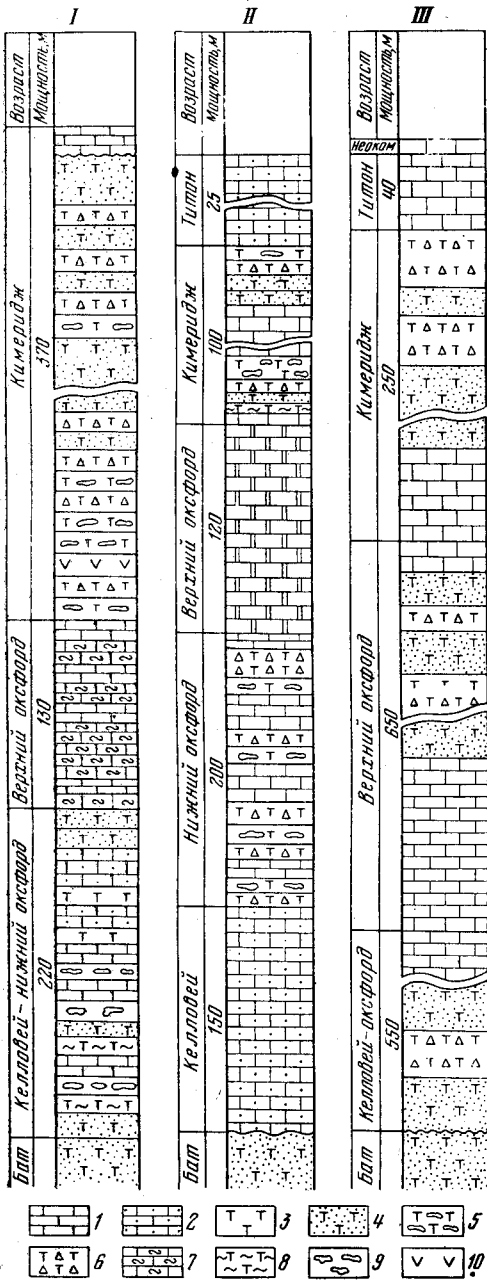


Рис. 8. Сводные разрезы верхнеюрских отложений Севано-Карабахской зоны. Составила М. Р. Абдулкасумзаде

1 — известняки; 2 — песчанистые известняки; 3 — туфы; 4 — туфопесчаники; 5 — туфоконгломаты; 6 — туфобрекчи; 7 — кремнистые известняки; 8 — туфоалевролиты; 9 — конгломаты; 10 — порфириды

I — Тоурагачайский синклиниорий, II — Мартунинский синклиниорий, III — Карабахский антиклиниорий

Рис. 9. Сводный разрез верхнеюрских отложений Мисхано-Карабахской зоны. Составила М. Р. Абдулкасумзаде

1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — туфы; 4 — туфопесчаники; 5 — гравелиты; 6 — туфобрекчи; 7 — туфоконгломаты; 8 — песчанистые известняки; 9 — кремнистые известняки

В низах данного разреза обнаружены келловейские *Rhynchonella* cf. *triplicosa* Quenst., *Rh. almaensis* Mois., *Terebratula* aff. *subcanaliculata* Opp.

Отложения келловей—нижнего оксфорда широким развитием пользуются на северо-восточном крыле Карабахского антиклинория в районах гор Учгапылы, Бузлут, Зарпы и прослеживаются до низовьев р. Майданчай на западе. Описываемые отложения залегают несогласно на породах бата и представлены чередованием обломочных известняков, туфопесчаников и известковистых туфобрекчий. В основании толщи залегают пачка ритмично чередующихся ленточных ороговикованных аргиллитов и известковистых песчаников. Прослой песчаных, псевдоолитовых, рифовых известняков содержат богатую фауну кораллов и гастропод плохой сохранности. Мощность толщи 400 м.

В междуречье Тертера и Каркарчая, вдоль северо-восточного крыла Карабахского антиклинория, верхнеюрские отложения сохранились от размыва в верховьях рек Колатахчай и Бадара, в полосе сс. Киркиджан, Сигнах, Чанахчи и г. Шуша, а также в пределах Шиштапинской синклинали. В районе Шушинского плато без видимого углового несогласия на вулканокластических образованиях средней юры залегают толща песчаных, глинистых, обломочных и органогенных известняков (250 м) с *Entolium* cf. *demissum* (Phill.), *Chlamys ambugua* Münst. и др., указывающие на келловей-нижнеоксфордский возраст слоев.

Юго-восточнее у периклинального замыкания Карабахского антиклинория в основании верхнеоксфордских известняков выделяется мощная толща (500—550 м) осадочно-туфогенных и вулканокластических пород предположительно келловей-раннеоксфордского возраста.

Отложения верхней юры широко распространены в крыльях и юго-восточных периклиналях Замзурского, Старотагского и Кафанского антиклинориев Мисхано-Кафанской зоны (рис. 9).

Вдоль северо-восточного крыла Лачинского антиклинория в районах вершин Сарыбаба, Карагаб, Кяравых и восточнее непосредственно выше верхнебатских пород с *Belemnopsis versiacensis* залегают толща туфоосадочных пород (100—150 м), состоящая из чередования туфопесчаников, аргиллитов и прослоев розоватых и бурых пелитоморфных известняков. В низах этой келловей-нижнеоксфордской толщи у с. Хузабирт был обнаружен *Stenostreon* sp. ex gr. *pectiniforme* Schloth. бат-келловейского облика.

Значительно большую мощность (450—500 м) отложения келловей—нижнего оксфорда имеют в юго-западном крыле Лачинского антиклинория, в разрезе горы Дибятлу, где они согласно покрываются известняками верхнего оксфорда. Здесь был прослежен следующий разрез:

1. Чередование плотных кремневых тонкослоистых туффитов и туфобрекчий	35—40 м
2. Тонкослоистые ороговикованные и сланцеватые аргиллиты	40 „
3. Чередование тонкослоистых вторичных кварцитов и аргиллитов	100—120 „
4. Чередование тонкослоистых аргиллитов, туффитов и туфобрекчий	95—100 „
5. Чередование ороговикованных мергелей, известняков, аргиллитов и туффитов	70—80 „
6. Чередование песчаных и обломочных известняков с ороговикованными мергелями, туфоалевролитами и туффитами	120 „

Толща инъецирована пластовыми интрузиями диоритовых порфири-тов.

В различных пунктах Лачинского антиклинория в описываемых отложениях были обнаружены плохо сохранившиеся *Terebratulina*, *Belemnites*, *Hibolites*, *Duvalia* (?), иглы ежей, энкриниты, пентакринисы и др.

В пределах Замзурского антиклинория в известковых песчаниках келловей — нижнего оксфорда встречены *Terebratula* ex gr. *roullieri* Eichw., *Rhynchonella* ex gr. *asteriana* Orb., *Rh.* cf. *malbosi chomercensis* Jas. et Fall., *Calamophyllia* sp., *Astarte* sp., энкриниты и криноиды.

В пределах северо-восточного крыла Шаруро-Джувльфинского антиклинория Араксинской зоны верхняя юра представлена только келловейским ярусом, состоящим из желтовато-серых известковистых песчаников с прослоями алевролитов (40 м) с *Hecticoceras lunuloides* Kill., *Rhynchonella alemanica* Roll.

Оксфордский ярус. Отложения оксфорда широко развиты в пределах Шамхорского антиклинория, Дашкесанского, Агджакендского и Мардакертского синклинориев Сомхито-Агдамской зоны (см. рис. 7). Карбонатные породы оксфорда в пределах Дашкесанского синклинория залегают на отложениях келловей с эрозийным несогласием, имея в основании базальный конгломерат.

В районе с. Калакенд отложения нижнего оксфорда представлены:

- | | |
|--|------|
| 1. Мелкообломочный базальный конгломерат | 1 м |
| 2. Мелкозернистые известняки с прослоями брекчиевидных разностей серого и розовато-серого цвета с <i>Euaspidoceras</i> cf. <i>perarmatum</i> (Sow.), <i>Calliphyloceras manfredi</i> Opp., <i>Sowerbyceras protortisulcatum</i> Pomr., <i>Holcophylloceras mediterraneum</i> Neum. | 40 „ |

Отложения верхнего оксфорда представлены массивными и грубо-слоистыми обломочными мелко- и тонкозернистыми органогенными, пелитоморфными, песчанистыми и мраморизованными известняками. В кровле толщи появляются известковые туфобрекчии, туфогравелиты, туфопесчаники и известняки, обогащенные туфовым материалом, который образует отдельные линзы и полоски. С запада на восток известняки замещаются вулканокластическими породами, мощность последних доходит до 10 м.

В верхней части известняков собраны рудисты, брюхоногие, плечоногие и кораллы: *Diceras* cf. *subbourgeat* Pčel., *D. inostrancevi* Pčel., *D.* cf. *sinistrum* Desh., *Cardium corallinum* Leym., *Nerinea ursiciensis* Th., *Ptygmatis dumcensis* Vogdt., *Pt. intermedia dilatata* Pčel., *Purpuroidea taurica* Pčel., *Juralina raurica* (Roll.), *Calamophyllia ramea* Kobu, *Cal. etalloni* Kobu, *Cal. flabellum* Bleipv., которые распространены в верхнем оксфорде.

Нижнеоксфордский подъярус в Кяпазской синклинали устанавливается на основании характерных форм: *Lima* (P.) *rigida* Sow., *L. renevieri* Etall., *Aequipecten laurae* (Etall.).

Описываемые отложения согласно покрываются известняками верхнего оксфорда. Вся их 250-метровая толща состоит из однообразных мелко- и среднезернистых, плотных, кристаллических, органогенных и доломитизированных известняков. Они содержат *Aequipecten* cf. *buvignieri* Desh., плохо сохранившийся *Diceras* и др.

В пределах Агджакендского синклинория отложения оксфорда представлены 60—80-метровыми толстослоистыми органогенными и песчанистыми известняками с *Chlamys pelops* Log., *Spondylopecten erinaceus* Вив. и др.

Оксфорд в Тоурагачайском синклинории представлен окремненными перекристаллизованными и брекчиевидными известняками. К отложениям верхнего оксфорда относится мощная 160-метровая толща известняков, слагающая Атеркское плато. В массивных кремнистых и брекчиевидных известняках обнаружены *Entolium* (S.) *spathulatum* Rom., *Apiocrinites milleri* Schloth. и др. (см. рис. 8).

Изолированные выходы известняков верхнего оксфорда в пределах Мартунинского синклинория широко распространены в верховьях р. Кавертучай в районе с. Члدران и в местности Бузгалан. Верхнеоксфордская часть разреза внизу состоит из чередований окремнелых и брекчиевидных известняков с плотными песчаниками мощностью 70 м. Далее над 3-метровым пластом туфоконгломерата залегает 25-метровая пачка толстослоистых и окремнелых известняков, известковистых и туфогенных песчаников с *Rhynchonella inconstans* Sow., *Rh. pinguis* Roem., *Septaliphora arolica* Opp. et Waag., *Terebratula haasi* Roll., *Glossothyris inguchensis* Mois., *Pecten* cf. *sokolovi* Bor. et Ivan., *Pleurothymaria buchi* Opp., *P. munisteri* Roem. и др.

Верхний оксфорд в районе сс. Даграв и Дашбулак мощностью 120 м состоит из толстослоистых известняков с базальным конгломератом в основании с *Ptychophylloceras korthense* Djan., *Chlamys* (A.) *midas* (Damon.), *Pseudomelania* cf. *liesbergensis* Log., *Lima renevieri* Etall., *Trigonia* cf. *bronni* Agass. и др. В районе с. Дагдаган в органогенных известняках содержатся нижнеоксфордские *Euaspidoceras* cf. *perarmatum* (Sow.), *Sowerbycera protortisulcatum* Pomr., *Sow. subtortisulcatum* Pomr., *Peltoceras* cf. *transversarium* Quenst., *Glossothyris* cf. *inguchensis* Mois. В розовых гравелитистых известняках, залегающих в кровле толщи, содержатся верхнеоксфордские *Spondylopecten* cf. *subspinosus* Schloth. и др. Аналогичный разрез имеется в соседнем с. Малибейли, где также фаунистически выделяются как келловейские, так и оксфордские отложения.

В пределах северо-восточного крыла Карабахского антиклинория (см. рис. 8) келловей — нижний оксфорд покрывается через базальные конгломераты верхним оксфордом. Последний состоит из чередования пачек (100—150 м) слоистых и ленточных пелитоморфных и кремнистых известняков, туфопесчаников и туфобрекчий общей мощностью 650 м. Восточнее состав отложений претерпевает значительные изменения, выражающиеся в появлении в разрезе покровов плагиоклазовых, авгит-плагиоклазовых и мандельштейновых порфиритов, чередующихся с терригенно-карбонатными породами.

Кимериджский ярус. Отложения кимериджа присутствуют во всех структурах Сомхито-Агдамской зоны (см. рис. 7).

В Шамхорском антиклинории отложения кимериджа занимают большую площадь в междуречье Таузчая и Дзегамчая и западнее. В нормальных условиях эти отложения согласно подстилаются келловей-оксфордскими; на левом берегу р. Дзегамчай они залегают на туфах кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса; на юго-западе в основании кимериджа залегает пачка доломитизированных известняков мощностью около 60 м.

Отложения представлены сложным вулканическим комплексом. В рассматриваемой толще насчитывается более десяти покровов порфиритов, которые чередуются с туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, реже туффитами и туфоалевролитами мощностью 680 м.

Разрез кимериджа здесь следующий:

1. Чередование туфов, известковистых туфопесчаников, алевротуффитов, мелкообломочных туфобрекчий и плотных темно-серых, зеленовато-серых туфоалевролитов	78 м
2. Чередование покровов плагиоклазовых порфиритов, микродиабазов и их туфов	160 „
3. Чередование грубозернистых туфопесчаников, мелкообломочных туфобрекчий, темно-серых, голубовато-зеленых, фиолетово-серых, темно-зеленых, темно-бурых	190 „
4. Чередование грубослоистых туфопесчаников и мелкообломочных туфобрекчий, темно-серого, фиолетового и бурого цвета	250 „

Кимериджский ярус в пределах Дашкесанского синклинория представлен в вулканогенной, терригенно-вулканокластической и карбонатной фациях. Выделяются два подъяруса кимериджа.

Отложения нижнего кимериджа обнаружены в пределах Калакендской синклинали, где представлены яснослоистыми обломочно-органогенными известняками красно-бурого цвета (40 м). Насчитывается 12 прослоев брекчиевидных известняков, мощность которых колеблется от 20 см до 2 м. В этих прослоях встречается аммонитовая фауна: *Taramelliceras* (Str.) *externnodosum* (Dogn.), *Streblites* (S.) *platynota* (Rein.), *Ataxioceras* (P.) *pseudohomalinum* Geuer, *Aspidoceras inflatus macrocephalus* Quenst.

Далее на этих отложениях залегают:

1. Пачка массивных окремнелых известняков блекло-голубоватого и светло-серого цвета. В верхней части разреза местами наблюдаются обломочные разности 7,9 м
2. Пачка коралловых известняков белого и светло-белого цвета. Кораллы в данной пачке распространены в комкообразном виде 8,5 „
3. Пачка чередования коралловых известняков с окремнелыми разностями 10 „

В этом слое Т. Аб. Гасановым у с. Арысу обнаружены кораллы кимеридж-титонского возраста: *Cyathopora bourgueti* (Defr.), *Calamophyllia etalloni* Kobu, *Thecosmilia* cf. *virgulina* (Etall.).

Отложения нижнего кимериджа в пределах Дашкесанской синклинали состоят из туфопесчаников, туфобрекчий и туфоконгломератов.

Южнее Дашкесана, в районе сс. Казах-Елчуляр, Загалы, Хачбулаг и Конахгермес, над известняками верхнего оксфорда залегают туфобрекчий, туфопесчаники и туфоконгломераты нижней туфогенной толщи кимериджа. Эти отложения на горах Шарукар и Кырвакар подверглись гидротермальному метаморфизму, выразившемуся в алунитизации и каолинизации их. В пачке алунитизированных туфов у с. Заглик обнаружены кимериджские кораллы: *Calamophyllia flabellum* Blainv., *Cal. etalloni* Kobu, *Stylina excelsa* Etall. и др.

Отложения верхнего кимериджа развиты в ядре Дашкесанской синклинали. Полный разрез этих отложений выступает на южном склоне горы Конахгермес. От этого пункта отложения верхнего кимериджа протягиваются широкой полосой в восточном направлении. Местами, там, где отложения верхнего оксфорда выражены в вулканокластической фации (с. Даस्ताфюр), границу между ними и кимериджскими отложениями установить не удается.

Отложения верхнекимериджского подъяруса представлены мелко- и грубообломочными туфоконгломератами и туфобрекчиями, а также туфопесчаниками и плагиоклазовыми, роговообманково-плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами. Покровы эффузивных пород слагают главным образом верхнюю половину разреза, а в нижней части его преобладают вулканокластические породы.

Нижний кимеридж в пределах Кяпазской синклинали состоит из слоистых, плотных, мелко- и среднезернистых, грубообломочно-органогенных, песчаных, мраморизованных известняков с прослойками туфогенного материала (57 м); в верхней части толщи наблюдаются прожилки и линзовидные включения сургучно-красной яшмы и кристаллического кальцита. Встречаются следующие кимериджские формы: *Cryptocoenia tabulata* Kobu, *Heliocoenia* aff. *etalloni* Kobu, *Stylina excelsa* Etall., *Favia michelini* Edw. et Haime.

Отложения кимериджа в пределах Агджакендского синклинория представлены пестроцветной осадочно-туфогенной серией, состоящей из чередования туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников, туфо-

алевролитов, а также известняков с *Ptychophylloceras ptychoicum* Q u e n s t. и линз гипса общей мощностью 250 м.

Отложения кимериджа в Мардакертском прогибе состоят из чередования покровов порфиритов, туфоконгломератов и туфобрекчий общей мощностью 446 м. В пределах Агдамского антиклинория вулканогенно-осадочные образования этого яруса трансгрессивно налегают на размытую поверхность батского яруса.

Отложения кимериджа слагают приосевую часть и крылья почти всех антиклинальных поднятий Севано-Карабахской зоны, расположенных в междуречье Хачинчая и Аракса (см. рис. 8). Они представлены покровами рогообманковых порфиритов, известковых туфоконгломератов и туфобрекчий фиолетового цвета, пачками красноватых плитчатых песчаников и линзами известняков с *Septaliphora lacunosa* Q u e n s t., *S. corallina* L e u m. и др. общей мощностью 300—350 м. На Эльбекдашском плато в Тоурагайчайском синклинории верхнеоксфордские известняки покрываются вулканокластическими породами кимериджа мощностью 370 м.

Отложения кимериджа широко распространены в пределах Мартунинского синклинория и его западного продолжения в Довшанлинской мульде, в междуречье Хачинчая и Кавертучая. Отложения этого яруса восточнее р. Хачинчай выполняют осевую полосу Хинзиристанской синклинали, где в составе их у с. Калатах обнаружены плохо сохранившиеся *Sowerbyceras* ex gr. *tortisulcatum* O r b., *Zeilleria* ex gr. *royeriana* O r b., *Ostrea*, *Rhynchonella*.

В окрестностях сс. Дагдаган, Кушчулар, Малибейли вулканокластические образования кимериджа, имея сокращенную мощность (порядка 8—30 м), характеризуются наличием мелкообломочных туфобрекчий и осадочно-туфогенных пород с характерной красно-бурой и фиолетовой окраской. К северо-востоку от с. Юхары Кушчулар эти отложения несогласно покрываются тонкозернистыми, кристаллическими, песчанистыми и энкринитовыми известняками белого, светло-розового и красного цвета мощностью 30 м. В нижней части этой толщи в красных энкринитовых известняках найдены кимериджские *Hybonoticeras beckeii* (N e u m.), *Pseudophylloceras*, *Lytoceras*. Несколько восточнее в районах сс. Сарушен, Гергер и Схторашен отложения кимериджа, имея незначительную мощность, представлены туфобрекчиями и туфопесчаниками с прослоями мергелей, туффитов и аргиллитов. Однако в осевой полосе поперечного прогиба, в районе с. Дилагарда, мощность толщи вновь возрастает до 350—400 м. Здесь она представлена чередованием лиловых, красных и фиолетовых туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников, туфоалевролитов со светло-серыми песчаниками и известняками.

Восточнее р. Хачинчай, вдоль северо-восточного крыла Карабахского антиклинория и до периклинального поворота слоев на юго-востоке непосредственно выше оксфордских известняков изолированными выходами моноклинально залегают вулканокластические породы кимериджа, мощность которых постепенно возрастает в восточном направлении от 30—40 до 200—250 м. В этой полосе в основании кимериджа залегают конгломераты с обломками порфиритов, туфопесчаников и известняков; выше залегают зеленоватые или лиловые туфобрекчии и туфогравелиты с прослоями известняков и известковистых песчаников со стволами окаменевших деревьев. К юго-востоку у с. Тагаверд состав кимериджа грубеет и в разрезе доминируют глыбовые туфоконгломераты.

В районе Шушинского плато кимеридж в основном состоит из карбонатных пород с маломощными прослоями и пачками туфобрекчий

общей мощностью до 150 м. Среди известняков найдены характерные кимериджские аммониты: *Streblites frato* Орр., *Sowerbyceras cf. silex* Font., *Phyzodoceras cf. liparum* Орр. и др. Выше залегает 40-метровая пачка пелитоморфных и песчаных известняков с пропластками глинистых известняков, которые условно можно отнести к титонскому ярусу.

В пределах Замзурского антиклинория непосредственно выше келовея — оксфорда залегает толща (100—120 м) осадочно-вулканокластических пород кимериджского возраста (см. рис. 9). Она представлена аргиллитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфогравелитами. Наибольшим площадным развитием эти отложения пользуются в пределах северо-восточного крыла Кафанского антиклинория. Здесь они состоят из андезитовых и пироксеновых порфиритов и мелко- и крупнообломочных туфобрекчий, туфов и туфобрекчий общей мощностью 700 м.

Титонский ярус. Титонские отложения имеют ограниченное распространение, встречаясь в пределах Агджакендского, Мардакертского и Мартунинского синклинориев, Агдамского, Карабахского и Кафанского антиклинориев (см. рис. 7).

Известняки титона Агджакендского синклинория массивные, обломочно-органогенные и песчаные с *Ptychophylloceras ptychoicum* Quenst., *Pseudophylloceras cf. serum* (Орр.), *Lytoceras*, *Camptonectes*, *Diceras*, *Terebratula*, *Rhynchonella* и кораллами. Мощность их достигает 250 м.

Плитчатые и глинистые известняки титона Мардакертского синклинория мраморизованы и мощность их не превышает 130—150 м.

В Агдамском антиклинории непосредственно выше кимериджских вулканокластических пород на отдельных участках залегают отложения титона, состоящие из сахаровидных, органогенных, гравелитовых, песчаных известняков с пропластками мелкообломочных микроконгломератов с фауной *Ptygmatis dumcensis* Vogdt., *Pt. carpatica* Zeuschn., *Thecosmilia virgulina* (Etall.). Мощность этих отложений достигает 100—170 м. К востоку от с. Нахичеваник титонские отложения обнажаются в следующей последовательности (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Сахаровидные плотные обломочные кремневые белые, светло-розовые известняки с фауной | 45 м. |
| 2. Обломочно-органогенный известняк с прослойками известняковых микроконгломератов и гравелитов светло-серого цвета. Наблюдаются прожилки марганцевой руды | 4 „ |
| 3. Гравелитовые известняки светло-розового цвета с маломощным (0,8 м) слоем органогенно-известнякового конгломерата с <i>Ptygmatis dumcensis</i> Vogdt., <i>Pt. carpatica</i> Zeuschn., <i>Thecosmilia virgulina</i> (Etall.) <i>Th. moraviensis</i> Ogilvie. | 45 „ |
| 4. Мелкозернистые кристаллические органогенные известняки | 8 „ |

Наибольшим развитием отложения титона пользуются в полосе Багурхан-Гергерского поднятия и сравнительно меньше на участке Хинзрастанской синклинали в междуречье Каркарчая и Хачинчая.

В пределах Багурханского поднятия у сс. Малибейли, Дагдаган и Кушчулар несогласно на отложениях кимериджа залегают:

- | | |
|--|------|
| 1. Розовато-серые толстослойные органогенно-обломочные песчаные известняки | 70 м |
| 2. Пачка тонкослойных розовато-красных криноидных известняков с галькой туфогенных пород | 60 „ |
| 3. Пачка толстослойных обломочных плотных мраморизованных розовых известняков | 80 „ |

Значительно восточнее, в пределах Гергерского поднятия, отложения титона распространены широко (см. рис. 7). Здесь у с. Схторашен

рассматриваемые отложения представлены толсто- и тонкослоистыми кристаллическими, органогенными и песчанистыми известняками с *Diceras* ex gr. *subarictinum* Pčel., *D.* ex gr. *subbourgeatti* Pčel., *Eodiceras* sp. (ex gr. *eximium* Bayle), *Plesiodiceras* sp. (ex gr. *kuruuzense* Pčel.), *Loripes* ex gr. *fischerianus* Orb., *Diplocoenia* cf. *pentamerica* Damp., *Bauneia multitabulata* (Den.), *Isastrea* ex gr. *propinqua* (Thürm.) и др.

В пределах Кафанского антиклинория отложения титона состоят из толстослоистых песчанистых и окремнелых известняков (50 м) с *Diceras* cf. *arictinum* Lam., *Nerinea* cf. *soloviensis* Pčel. (см. рис. 9).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения широко развиты в Азербайджане. Они принимают участие в строении почти всех тектонических зон Малого и Большого Кавказа, выступая в прогибах и на крыльях антиклинориев. Кроме того, верхние ярусы мела вскрыты буровыми скважинами в Кура-Араксинской (Казахский, Таузский, Агджабединский и Ждановский районы) и Кубинско-Прикаспийской (Худатский, Хачмасский, Дивичинский районы) низменностях.

На Малом Кавказе и южном склоне Большого Кавказа в составе мела наряду с терригенными и карбонатными отложениями, существенную роль играют и вулканогенно-осадочные породы. На юго-восточном погружении Большого Кавказа отложения мела часто носят флишевый характер, за исключением готеривских, барремских, аптских и частично альбских, которые представлены главным образом глинистыми отложениями.

Фаунистически хорошо охарактеризованы отложения всего мела на Малом Кавказе и нижнего мела на Юго-Восточном Кавказе; в последнем случае сравнительно слабо охарактеризованы отложения верхнего мела, а на южном склоне Большого Кавказа практически весь меловой разрез лишен макрофауны.

Большой Кавказ

Нижний мел

На Большом Кавказе нижний мел имеет весьма широкое распространение и представлен на юго-востоке Кавказа всеми ярусами. На южном склоне Главного хребта в пределах Азербайджана некоторые ярусы выпадают из разреза, а имеющиеся стратиграфические единицы практически лишены фаунистических остатков и поэтому выделяются условно.

Берриасский ярус. Отложения берриасского яруса развиты на северном склоне Юго-Восточного Кавказа и южном склоне Главного хребта. В Шахдагском синклинории в бассейне р. Тагирджалчай и на горе Шахдаг*, а также в Тенгинском ущелье берриас составляет нижнюю часть карбонатной толщи (70—100 м), состоящей из плотных кремнистых и доломитизированных известняков с *Rhynchonella corallina neocomiensis* Jac. et Fall. Из Согюбского утеса органогенных известняков на р. Карачай по сборам Г. К. Касимовой Г. А. Алиевым (1968) определена берриасская фауна *Euthymiceras transfigurabilis* (Bogosl.), *Salinea soloviensis* (Pčel.), *Trochoptygmatis neisatzensis*

* Здесь и далее данные по бассейну р. Тагирджалчай и горе Шахдаг приводятся по работам М. М. Алиева.

(Fog dt.), *Upella turrita* (Pchel.), *Triptyxis corpulensis* (Pchel.), указывающая на присутствие в составе утеса берриаса.

В пределах Хизинского синклиория берриас охватывает Кызылказминскую и нижнюю часть бабадагской свиты. Здесь в районе с. Ко-нахкенд разрез берриаса начинается серыми известняковыми конгломерато-брекчиями и брекчированными известняками (до 10 м), трансгрессивно залегающими на глинисто-песчанистых сланцах средней (?) юры. Они содержат руководящие берриасские аммониты *Spiticeras obliquilobatus* (Uhl.), *Holcophylloceras tauricum* (Ret.). Выше залегают темно-серые известковистые глины, переходящие вверх в серый карбонатно-терригенный флиш (118 м — нижняя часть бабадагской свиты) с характерной берриасской фауной: *Berriasella pontica* (Ret.), *Punctaptychus punctatus* Voltz, *P. imbricatus* Meyer, *Conobelus conicus* (Blainv.), *C. orbignyana* (Duv. — Jouve); *Polugonalia polygonalis* (Blainv.).

К юго-востоку от района с. Ко-нахкенд на р. Дагначай берриас становится более мелководным и разрез начинается базальным конгломератом (65 м), залегающим на верхнеюрских (титон?) массивных известняках. Выше следуют известковистые песчаники с обломками пород, которые местами образуют прослои конгломерато-брекчий, а затем чередование песчаников и известняков с пропластками конгломератов. Эти отложения (253 м) содержат берриасский комплекс головоногих: *Punctaptychus malbosi* (Pict), *Lamellaptychus lamellosus* (Park.) *Conobelus* cf. *conicus* (Blainv.).

К юго-востоку, на Кызылказминской складке, берриас (140 м) начинается базальным конгломератом (60 м), залегающим на средней (?) юре с резким угловым несогласием. Выше следует чередование глин, мергелей, гравелитов и мелкообломочных конгломератов, переходящее вверх в типичный карбонатно-терригенный флиш бабадагской свиты. Северо-восточнее, у с. Угах, отложения берриаса и валанжина принимают участие в строении одноименной брахиантиклинальной складки. В северо-восточном крыле складки на мощной толще конгломератов и брекчий с прослоями грубозернистых песчаников, относимых условно к верхней юре, по данным А. Г. Халилова (1965), залегают:

Берриас

1. Конгломераты, состоящие из обломков различных размеров (от 1 до 100 см) известняков и песчаников с песчаным цементом. Встречен *Cidaris punctatissima* Agass. 10 м
2. Чередование серых, буровато-серых, иногда песчано-известковистых глин с тонкими пропластками серых, зеленоватых, буроватых известковистых песчаников с *Punctaptychus* cf. *malbosi* (Pict.), *P. imbricatus* Meyer, *Laevaptychus* cf. *latus* (Park.), *Conobelus conicus* (Blainv.), *C. orbignyana* (Duv.—Jouve) 40 „
3. Буровато-серые известковистые глины с прослоями буроватых среднезернистых песчаников с *Punctaptychus* cf. *malbosi* (Pict.), *Conobelus conicus* (Blainv.), *C. orbignyana* (Duv.—Jouve) 35 „
4. Чередование буровато-серых глин и буроватых, зеленоватых средне- и мелкозернистых песчаников с *Punctaptychus imbricatus* Meyer. 45 „
5. Чередование светло-серых, зеленоватых известковистых глин, таких же цветов мергелей и известняков с *Subthurmannia boissieri* (Pict.), *Berriasella pontica* (Ret.), *B. callisto* (d'Orb.), *Punctaptychus imbricatus* Meyer. 55 „

В зоне Тенгинско-Бешбармакского антиклиория, у горы Чарах и с. Гюлех, обнажающиеся отложения берриаса по литологическому составу и фауне сходные с таковыми угахского разреза.

В центральной части хизинского синклиория на р. Атачай нижняя часть берриаса представлена глинами с подчиненными слоями песчани-

ков и известняков, реже гравелитов. Лишь верхняя часть разреза (121 м из 645 м) представлена светло-серым карбонатно-терригенным флишем. В низах и верхах разреза обнаружены *Berriasella pontica* (Ret.), *B. subrichteri* (Ret.), *B. callisto* (d'Orb.), *Punctaptychus imbricatus* Meyer, *Lamellaptychus lamellosus* (Park.) и др. Атачайского типа берриас наблюдается и на горе Бегимдаг, где нижняя часть разреза срезана тектоническим разрывом. В видимой части берриас (175 м) представлен внизу серыми известковистыми глинами с прослоями песчаников и известняков. Здесь встречены *Lamellaptychus lamellosus* (Park.), *L. atatschaicus* A. Khal. (in coll.), *Pseudobelus bipartitus* (Blainv.), *Polygonalia polygonalis* (Blainv.). Верхняя часть разреза представлена светло-серым карбонатно-терригенным флишем.

В Нардаранском ущелье Тенгинско-Бешбармакского антиклинория берриас (556 м) представлен чередованием грубослоистых известняков, конгломератов, песчаников и глин. Разрез венчается светло-серым карбонатно-терригенным флишем с *Lamellaptychus* cf. *atatschaicus* A. Khal. (in coll.).

Берриасские отложения северного склона Юго-Восточного Кавказа содержат характерную фауну фораминифер *Reophax chaltanensis* Chal., *Glomospira subcharoides* Chal., *Pseudoglandulina arnamenta* (Chal.), *Saracenaria samurdiwidjinica samurdiwidjinica* (Chal.), *Pseudolamarkina reussi* (Anton.), *Lenticulina guttata* (ten Dam), *Guttulina micra* Taig., радиолярий *Xiphosphaera chabacovi* Kh. Aliev, *Dyctyomitra mutabila* Kh. Aliev, *Lithocampe morata* Kh. Aliev. и др.

Валанжинский ярус. В Шахдагском синклинии в разрезах бассейна р. Тагирджалчай и горы Шахдаг, а также в Тенгинском ущелье валанжин составляет верхнюю часть толщи (70—100 м) плотных, местами кремнистых и доломитизированных известняков. В пределах Хизинского синклиния, в районе с. Конахкенд, валанжин охватывает верхнюю часть бабадагского флиша и низы кайтарской свиты.

Нижний валанжин (50 м) в этом разрезе состоит из светло-серого карбонатно-терригенного флиша, а верхний (55 м) — представлен внизу таким же флишем, а сверху — глинами с пропластками мергелей. Верхний подъярус характеризуется руководящим верхневаланжинским аптихом *Lamellaptychus didayi* (Coq.), *Conobelus conicus* (Blainv.), *C. orbignyanus* (Duv. — Jouve), *Duvalia binervia* (Rasp.), *Pseudobelus bipartitus* (Blainv.), *P. giziltschaensis* Ak. Aliz.

На южном борту Хизинского синклиния на р. Дагнячай валанжин (200 м) представлен чередованием известняков, мергелей и известковистых песчаников, переходящих выше в известковистые глины с прослоями мергелей. В середине и в верхах ее встречается верхневаланжинский комплекс: *Lamellaptychus didayi* (Coq.), *Duvalia binervia* (Rasp.), *Conobelus conicus* (Blainv.) и др. На Кызылказминской складке валанжин (100 м) в нижней части сохраняет общий характер подстилающего карбонатно-терригенного флиша берриаса и содержит *Pseudobelus bipartitus* (Blainv.), *P. giziltschaensis* Ak. Aliz, а верхняя часть представлена глинами с прослоями мергелей.

В районе с. Угах на северном крыле одноименной складки валанжинский ярус, по данным А. Г. Халилова (1965), представлен:

Нижний валанжин

1. Флишоидное чередование светло-серых, зеленоватых известковистых глин, плитчатых мергелей и пелитоморфных известняков с характерной нижневаланжинской фауной: *Olcostephanus* cf. *drumensis* Saun., *Lamellaptychus seranonis* (Coq.)

Верхний валанжин

2. Темно-серые, синеватые глины с частыми и тонкими пропластками серых мергелей и пелитоморфных известняков с *Phyllopachyceras rouyanum* (d'Orb.), *Neocomites* cf. *neocomiensis* (d'Orb.) 25 м
3. Темно-серые, синеватые известковистые глины 25 „

Выше следует постепенный переход в готеривские глины.

В центральной части Хизинского синклиория на р. Атачай валанжин представлен карбонатно-терригенным флишем и выделяется по стратиграфическому положению. Мощность (105 м) его резко сокращена по тектоническому разрыву. Атачайского типа валанжин обнажается еще на горе Бегимдаг (130 м), где он представлен светло-серым карбонатно-терригенным флишем с *Lamellaptychus didayi* (Соq.), *Pseudobelus bipartitus* (Blainv.).

Валанжинские отложения северного склона Юго-Восточного Кавказа содержат характерную фауну фораминифер *Frondicularia pseudovoncinna* Bart. et Brand, *F. hastata* Roem., *Lenticulina neocomiana* (Roman), *L. ouachensis* (Sig.), *Globospirillina condensa* Anton. и радиолярий *Conosphaera sphaeroconus* Rust., *Cenodiscaella nummulitica* Ch. Aliev. и др.

В Дибрарской зоне отложения берриаса и валанжина обнажаются лишь в пределах ее западного участка. Здесь в разрезах на водоразделе Гирдыманчай — Пирсагат (900 м), по левому склону речки Хейберичай (600 м) и в верховьях р. Джархачичай берриас — валанжин представлены в фации типичного светло-серого карбонатно-терригенного флиша бабадагской свиты.

Готеривский ярус. В бассейнах рек Тагирджалчай, Кусарчай и на горе Шахдаг готерив выражен в основном в карбонатной фации и содержит *Speticeras* cf. *inostranzevi* Kar., *Iotrigonia scapha* (Agass.), *Lopha rectangularis* (Roem.), *Pleurotomaria daghestanica* Anth., *Belbekella lata* (d'Orb.), *Zeilleria pseudojurensis* (Leym.), *Psilothyris tamarindus* (Sow.).

В Хизинском синклиории и Тенгинско-Бешбармакском антиклинории готерив представлен в основном в глинистой фации и содержит в районе с. Конахкенд (300 м) и в бассейне р. Дагнячай (580 м) руководящие готеривские виды *Lyticoceras regale* (Pavl.), *Lamellaptychus* cf. *angulocostatus* (Pict. et Lor.), а также *Duvalia binervia* (Rasp.), *Pseudobelus bipartitus* (Blainv.), *Cidaris lardyi* Des., *Plegiocidaris punctata* (Roem.), *Cidaris (Dorocidaris) pyrenaica* Cott., *Diplocidaris cladifera* Agass.

Эти отложения Н. Б. Вассоевичем (1940₁) были выделены в кайтарскую свиту и отнесены к готериву. Однако, по новейшим данным, кайтарская свита охватывает также и верхи верхнего валанжина.

Наиболее типичный разрез (280 м) готеривских отложений, по А. Г. Халилову (1965), наблюдается на р. Кызылчай, на северном крыле Кызылказминской складки:

1. На валажинке согласно залегают темно-серые известковистые глины с тонкими прослойками буроватых известняков и мергелей с богатой готеривской фауной: *Lyticoceras regale* (Pavl.), *Phyllopachyceras katschiense* Druzс., *Lamellaptychus* cf. *angulocostatus* (Pict. et Lor.), *Pseudobelus bipartitus* (Blainv.), *Oxiteuthis* cf. *jasikovi* Lahus., *Purpuroidea infracretacea* Peron, *Amphidonta subsinuata falciformis* (Leym.), *Exogyra tuberculifera* Koch. et Dunk., *Callyropsis ovalum* Lor. 25 м
2. Темно-серые известковистые глины с редкими пропластками серого известняка 95 „
3. Темно-серые, синеватые известковистые глины с частыми пропластками известняков и мергелей 40 „
4. Темно-серые плотные известковистые глины 80 „

5. Темно-серые, зеленоватые известковистые глины. В середине пачки встречены *Sphaera corrugata* (Sow.), *Lithophaga* cf. *amygdaloides* (d'Orb.), *Amphidonta subsinuata falciformis* (Leum.) 80 м

6. Пласт серого песчанистого известняка с богатой фауной *Lamellapychus angulocostatus* (Pict. et Lor.), *Turbo* cf. *montanus* Pict. et Camp., *Lithophaga amygdaloides* (d'Orb.), «*Rhynchonella*», *multiformis* Roem., *Discoides karakaschi* Renng., *Cidaris* cf. *lardy* Des., *Centrastraea sablensis* Kar., *Eugyra pontica* Kar. 1,5 ..

На р. Атачай разрез (495 м) почти сплошь состоит из серых, темно-серых известковистых глин и завершается пластом (1,5 м) серых известняков, соответствующих, вероятно, такому же пласту, венчающему Кызылчайский и Угахский разрезы готерива. Встречена редкая фауна *Sellithyris* cf. *acuta* Quenst., *Cidaris heteracantha* Grass., *Cyprilochonia* cf. *saboudiana* Lor., *Pentacrinus neocomiensis* Lor.

В окрестностях с. Тых разрез готерива (480 м) представлен в аналогичной литофации и в верхах содержит руководящие готеривские виды *Speetonicerias auerbachii* (Eichw.), *Pseudothurmannia* cf. *pseudomalbosi* (Sarg. et Schond.), *Lacunosella cherennensis undulata* (Jас. et Fall.), *L. cherennensis moutoniiformis* (Jас. et Fall.).

На горе Бегимдаг (415 м) и в окрестностях с. Гарибан (343 м) готерив фациально аналогичен таковому Атачайского разреза и содержит *Pseudobelus bipartitus* (Blainv.), *Pseudopyrina pygaea* (Agass.), *Favia taurica* Kar. и др. Серыми, темно-серыми известковистыми глинами представлен готерив также на северо-западном крыле Тенгинско-Бешбармакского антиклинория в районе сс. Нардаран, Мешриф и др.

В Дибрарской зоне, в верховьях р. Джархачичай, готерив (355 м) представлен темно-серыми, иногда синеватыми глинами с пропластками мергелей, известняков и песчаников и содержит *Lamellapychus angulocostatus* (Pict. et Lor.), *Pseudobelus bipartitus* (Blainv.).

На западе Северного Кобыстана на водоразделе Гирдыман — Пирсагатчай (680 м) и в окрестностях с. Зарат-Хейбери (649 м) готеривские отложения представлены темно-серыми известковистыми сланцеватыми, местами рыхлыми глинами и аргиллитами с прослоями известняков. Встречены *Hibolites* cf. *longior* Schwetz., *Favia gracilis* Kar., *F. taurica* Kar., *Stylina sablensis* Trautsch.

К юго-востоку, в бассейне р. Сарыдашчай, готерив (521 м) представлен в фации, аналогичной таковой Зарат-Хейберинского разреза. Верхняя часть (75 м) готерива обнажается также в ядре Арпабулакской антиклинали на р. Чикильчай, где она представлена синевато-серыми известковистыми глинами с *Phylloporachyeras katshiense* Druz. К юго-востоку отложения готерива погружаются под более молодые образования.

Готеривские отложения юго-восточного окончания Большого Кавказа содержат характерный комплекс фораминифер: *Ammobaculites caucasica* Chal., *Am. ubinensis* Anton., *Lenticulina caitarica* (Chal.), *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *Discorbis longus* Anton., *Hiltermannia cretosa* (ten Dam.), *Brotzenia (Epistominita) varians* (Chal.)

Барремский ярус. В верховьях р. Тагирджалчай (210 м), на горе Шахдаг и в бассейне р. Кусарчай баррем выражен в нижней и верхней частях светло-серыми известняками, а в средней глинами с прослоями известняков. Они содержат *Cymatoceras neocomiense* (Orb.), *Eulytoceras auctum* Trautsch., *Ampullospira praelonga* (Desh.), *Trigonia caucasica* Bayern., *Iotrigonia abichi* (Anth.), *I. inguschensis* Renng., *Exogyra subsinuata* Leum., *Neithea atava* Roem., *Lacunosella moutoniana* (Orb.). В Хизинской, а также Дибрарской зоне и Северном Кобыстане барремские отложения ранее

М. Ф. Мирчинком (1935) были выделены в халчайскую свиту. В дальнейшем Н. Б. Вассоевич (1940₁) и В. Е. Хаин (1950₁) верхи этой свиты выделили в септариевый горизонт и отнесли его на основании фауны к нижнему апту.

В Хизинском синклинии баррем выражен в однообразной глинистой фации, которая выдерживается повсеместно почти без существенных изменений. В районе с. Коначкенд, в бассейне рек Дагнячай и Кызылчай баррем представлен темно-серыми глинами с редкими пропластками мергелей, известняков и песчаников с богатой фауной *Phyllopachyceras segne* Druz c., *Ph. ectocostatum* Druz c., *Ph. eichwaldi* (Kar.), *Desmoceras crassidorsatum* Kar., *Euphylloceras ponticuli* (Reuss.), *Barremites charrierianus* (Orb.), *Monopleura urgonensis* Math.

Наиболее полный разрез баррема (610 м), по данным А. Г. Халилова (1965), имеется на р. Атачай, где наблюдается следующая последовательность пластов:

- | | |
|--|-------|
| 1. На готериве согласно залегают серые, желтоватые сильноизвестковистые глины с <i>Monopleura urgonensis</i> Math. | 90 м |
| 2. Серые, зеленоватые известковистые глины с иглами <i>Cidaris punctatissima</i> Agass. | 90 " |
| 3. Серые слабоизвестковистые глины с <i>Reptomulticavea</i> cf. <i>gillieron</i> Lof., <i>Monopleura</i> sp. | 40 " |
| 4. Чередование серых и желтоватых известковистых глин с богатой фауной <i>Pleurotomaria</i> cf. <i>sinuata</i> Pöel., <i>Lithophaga amygdaloides</i> (d'Orb.), <i>Requienia amonia</i> Goldf., <i>Monopleura urgonensis</i> Math., <i>M. imbricata</i> Math., <i>Pachytraga kafanensis</i> Renng., <i>Terebratulina rotunda</i> A. Khal (in coll.), <i>Psilothyris tamarindus</i> (Sow.), <i>Cidaris punctatissima</i> Agass., <i>C. pyrenaica</i> Cott., <i>Rachiozoma paucituberculatum</i> Grass. | 80 " |
| 5. Серые известковистые глины с тонкими прожилками кальцита. В верхней части пачки встречены <i>Hadrocheilus kiliani</i> Till, <i>Akedocheilus fortis</i> A. Khal. | 80 " |
| 6. Серые известковистые глины в нижней части с зеленоватым, а в верхней — с желтоватым оттенком. | 100 " |
| 7. Серые, желтоватые глины с тонкими прожилками кальцита. Встречаются <i>Euphylloceras</i> cf. <i>sabyense</i> (Kar.), <i>E. dumdiense</i> A. Khal., <i>E. euomphalus</i> A. Khal., <i>Hadrocheilus kiliani</i> Till. | 65 " |
| 8. Серые, темно-серые желтоватые глины с <i>Phyllapachyceras segne</i> Druz c., <i>Ph. ectocostatum</i> Druz c., <i>Cidaris punctatissima</i> Agass., <i>Deltocyathus weberi</i> Kotovit. | 65 " |

В окрестностях сс. Тых, Гарибан и на горе Бегимдаг в разрезе баррема наблюдается некоторое увеличение пропластков песчаников. Возраст устанавливается по аммонитам *Phyllopachyceras eichwaldi* (Kar.), *Lythoceras anisoptychum* Uhl., *Barremites* cf. *difficilis* (Orb.), *B. charrierianus* (d'Orb.).

В Кубинско-Прикаспийской области по буровым данным баррем представлен глинами (320 м) с мощными пластами песчаников и мергелей. Встречены *Lima cottaldina* Orb., *Astarte pseudostriatula* Orb.

В Дибрарской зоне, в верховьях р. Джархачичай, баррем представлен серыми глинами с прослойками песчаников и кальцита. Встречены *Phyllopachyceras eichwaldi* Kar., *Ph. segne* Druz c. *Ph. ectocostatum* Druz c.

На горе Дибрар баррем в обнажающейся части имеет мощность 415 м и представлен серыми известковистыми глинами с редкими пропластками известковистых песчаников и песчанистых известняков, в которых встречаются *Phyllopachyceras segne* Druz c., *Mesoholites renngarteni* Krimh., *Pleurotomaria* aff. *biassalensis* Kar., *Kolhidella begerestensis* Mois., *Terebratulina biauriculata* Orb., *Cidaris pyrenaica* Cott., *Plegiocidaris punctata* Roem.

В юго-восточном направлении отложения баррема, сохраняя общий литофациальный характер, обнажаются полосой, протягивающейся через районы с. Алтыгаач, верховья р. Тудар до бассейна р. Гядысу. В районе с. Алтыгаач внутри глин встречаются большие биогермы. В отложениях этой полосы обнаружены барремские виды: *Barremites* cf. *subdifficilis* (K a r.), *B. charrierianus* (O r b.), *Phyllopacyceras eichwaldi dibrariana* A. K h a l., *Ph. segne* D r u z c., *Euphyllloceras* cf. *sablense* (K a r.), *Terebratulina biauriculata* O r b.

В пределах Кобыстана отложения баррема также представлены однообразной серией глинистых пород, согласно перекрывающих готерив. На северо-западе, на Гирдыман-Пирсагатчайском водоразделе, в разрезе баррема (558 м) наблюдается увеличение пропластков песчаников, мергелей и известняков. Возраст устанавливается на основании находок аммонитов *Phyllopacyceras infundibulum* (O r b.) и *Ph. eichwaldi* (K a r.).

В районе с. Зарат-Хейбери и на р. Сарыдашчай отложения баррема становятся более глинистыми с редкими и маломощными пропластками песчаников. Южнее, на р. Чикильчай, баррем обнажается в сводовых частях двух антиклинальных складок. На Чикильчайской складке, у кочевки Тахта-Яйлаг, разрез баррема состоит из серых известковистых глин с редкими пропластками известняков и мергелей и более частыми прослойками кальцита и содержит *Phyllopacyceras* sp. ind., *Lytoceras eichwaldi* K a r.

Барремские отложения юго-восточного окончания Большого Кавказа характеризуются присутствием комплекса фораминифер: *Spirallectamina magna* A n t o n., *Quiqueloculina problematica* A g a l., *Lamarkina membranacea* A n t o n., *Discorbis varians* P o r o s c h., *Globorotalites bartensteini bartensteini* B e t t., *Pseudolamarkina caucasica* (Z. K u s n. et A n t o n.), *Saracenaria samurdiwidjinica barremensis* (S a m y s c h k.), *Gavelinella barremiana* B e t t. и др.

Аптский ярус. В бассейне р. Тагирджалчай и на горе Шахдаг аптские отложения отсутствуют. Они уничтожены здесь поздне меловым размывом. Отложения апта принимают участие в разрезе мела начиная с бассейна р. Велвеличай и далее, на юго-восток, вплоть до Каспийского моря. Литофациальный характер их почти для всей области остается без существенных изменений. Отложения апта Юго-Восточного Кавказа М. Ф. Мирчинком были выделены как ханагинская свита. В настоящее время установлено (Халилов, 1965), что апт охватывает септариевый горизонт и основную часть ханагинской свиты, верхи которой уже принадлежат к альбу.

В районе с. Конахкенд к этому ярусу относятся зеленовато-серые (40 м) и пестроцветные (22 м) известковистые глины с аптскими белемнитами: *Neohibolites montanus* A k. A l i z., *N. çairicus* N a t z.

К востоку на значительной площади (нижнее течение р. Кызылказмачай, район сс. Угах, Мешриф, Гюлех и др.) аптские отложения отсутствуют, что, вероятно, связано с последующими размывами.

На р. Атачай низы разреза апта представлены зеленовато-серыми известковистыми глинами с *Neohibolites ewaldi* (S t r o m b.), *N. clava* S t o l l. Выше следует чередование серых, буроватых, красных, зеленоватых и желтоватых известковистых глин с аптскими белемнитами *Mesohibolites brevis* S c h w e t z., *Neohibolites montanus* A k. A l i z., *N. ewaldi* (S t r o m b.), *N. inflexus* S t o l l., *N. çairicus* N a t z. и др.

В аналогичной литофации апт представлен и в районе с. Гарибан, где нижний апт охватывает зеленовато-серые известковистые глины и низы пестроцветной свиты и содержит *Neohibolites clava* S t o l l., *Mesohibolites uhligi* S c h w e t z. Верхняя часть пестроцветной свиты (47 м)

относится к верхнему апту и содержит *Neohibolites wollemanni* Stoll.

На южном склоне горы Бегимдаг апт (150 м) представлен исключительно глинами. Нижний подъярус охарактеризован белемнитами: *Mesohibolites minaret* (Rasp.), *M. uhligi* (Schwetz.), *Neohibolites clava* Stoll., а верхний — *N. wollemanni* (Stoll.), *N. stombecki* Müll.

В Кубинско-Прикаспийской области аптские отложения вскрыты буровыми скважинами, где они (149 м), по данным В. Е. Хаина и Ф. С. Ахмедбейли (1957), представлены внизу песчаниками и глинами, аверху известняками, мергелями и глинами с прослоями песчаников. Фауна: *Trigonia longa* Ag., *Nucula* cf. *impressa* Sow., *Aucellina* sp. indet., «*Terebratula*» *dutempleana* Orb., *Patellina aptica* Agal.

В Дибрарской зоне в бассейне р. Джархачичай (108 м) апт представлен зеленовато-серыми известковистыми глинами и чередованием разноцветных глин и содержит белемниты: *Neohibolites ewaldi* (Stromb.) *N. çairicus* Natz., *N. montanus* Ak. Aliz., а также фрагменты челюстей *Ichtyosaurus*, зубы акул. Восточнее, на горе Дибрар, разрез апта состоит исключительно из глин и содержит фауну белемнитов: *Mesohibolites abkhasiensis* (Krimh.), *Neohibolites clava* (Stoll.), *N. ewaldi* (Stromb.), *N. çairicus* Natz.

Аналогичная фация апта развита в районах кочевки Курбани и с. Алтыгагач.

Наиболее полный и фаунистически охарактеризованный разрез (171 м) апта наблюдается в верховьях р. Тударчай, в районе с. Ангелан, где А. Г. Халиловым (1965) зафиксирована следующая последовательность пластов:

Нижний апт

- | | |
|--|------|
| 1. На барреме согласно залегают зеленовато-желтовато-серые известковистые глины с редкими пропластками сланцеватых песчаников. Встречены белемниты: <i>Neohibolites ewaldi</i> (Stromb.), <i>N. çairicus</i> Natz. | 45 м |
| 2. Чередование серых, зеленоватых, желтоватых, красновато-бурых, известковистых глин с богатой фауной белемнитов: <i>Neohibolites ewaldi</i> Stromb., <i>N. çairicus</i> Natz., <i>N. montanus</i> Ak. Aliz., <i>N. cf. sublongus</i> Natz., <i>N. clava</i> Stoll., <i>N. clava tudarica</i> Ak. Aliz., <i>N. inflexus</i> Stoll., <i>N. stolleyi</i> Ak. Aliz., <i>Mesohibolites minaret</i> Rasp. | 40 „ |
| 3. Чередование серых, красных, желтых известковистых глин с редкими пропластками буроватых песчаников. Встречаются <i>Mesohibolites</i> cf. <i>minaret</i> Rasp., <i>Neohibolites montanus</i> Ak. Aliz., <i>N. clava</i> Stoll., <i>N. çairicus</i> Natz., <i>N. abichi</i> Ak. Aliz. | 3 „ |
| 4. Чередование серых, желтоватых, буроватых известняков с <i>Neohibolites ewaldi</i> (Stromb.), <i>N. inflexus</i> Stoll., <i>N. çairicus</i> Natz., <i>N. azerbaijanensis</i> Ak. Aliz. | 15 „ |

Верхний апт

- | | |
|---|------|
| 5. Чередование серых, буроватых, желтоватых, красных известковистых глин с <i>Neohibolites ewaldi</i> (Stromb.) | 26 „ |
| 6. Чередование серых, темно-серых, буроватых, красных известковистых глин с пропластками буроватых песчаников | 37 „ |

Далее к юго-востоку, в бассейне р. Гядысу, общий характер литофации апта (192 м) остается почти без изменений. Белемниты встречаются лишь в нижнем подъярусе и представлены *Neohibolites ewaldi* (Stromb.), *N. montanus* Ak. Aliz., *N. clava* Stoll.

В Кобыстане, на водоразделе Гирдыман — Пирсагатчай, разрез апта представлен в нижней части пачкой (42 м) зеленовато-серых глин с пропластками серых песчаников. В вышележащей пестроцветной глинистой свите общий характер отложений аналогичен с другими разрезами. Эти отложения согласно залегают на барреме, с постепенным переключением на альбом. В нижней части свита содержит аптский комплекс белемнитов: *Neohibolites montanus* Ak. Aliz., *N. ewaldi* (Stromb.), *N. çairicus* Natz., *Mesohibolites minaret* Rasp.

К востоку, у с. Зарат-Хейбери (150 м) и на р. Сарыдашчай (133 м), апт представлен в аналогичной фации с редкими экземплярами белемнитов.

На Арпабулагской складке в низах и в верхней части апта встречаются пропластки песчаников. Нижний апт (110 м) содержит характерный комплекс белемнитов: *Neohibolites ewaldi* (Stromb.), *N. montanus* A. k. Aliz., *N. çairicus* Natz., *N. inflexus* Stoll., *N. clava* Stoll., а верхний подъярус (50 м) — общеярусные виды: *Neohibolites montanus* A. k. Aliz., *N. çairicus* Natz., *N. ewaldi* (Stromb.).

Аптские отложения Юго-Восточного Кавказа содержат богатую фауну фораминифер: *Patellina aptica* Agal., *Cornispyra bulloides* Agal., *Massonella neocomica aptica* Agal., *Globogerina aptica* Agal., *Anomalina chaini* Agal., *Melonis bogatschovi* Agal., *Archais aduncus* (Ticht. et Moll.).

Альбский ярус. Отложения альбского яруса в бассейне р. Тагирджалчай и в западной части Шахдагской зоны отсутствуют. Они здесь уничтожены позднемеловыми размывами.

В Хизинской и Дибрарской зонах и в Северном Кобыстане в составе альба ранее были выделены: алтыгачская свита (нижний альб), танкаласинский горизонт и горизонт кюлюллинских песчаников (средний альб) и ауцелиновый горизонт (верхний альб). В Хизинском синклинории, в окрестностях с. Конахкенд, альб (96 м) представлен серыми глинами с прослоями песчаников и черных горючих сланцев, а сверху — и мергелей. Выделяются все три подъяруса. Нижний подъярус (20 м) устанавливается по стратиграфическому положению. Средний альб (35 м) выделяется по наличию руководящих видов белемнитов: *Neohibolites minimus* (List.), *N. pinguis* Stoll., *N. attenuatus* (Sow.). Верхний альб (61 м) датируется нахождением *Neohibolites subtilis* Krimh., *N. stylioides* Renng., *Aucellina parva* Stol., *A. pavlowi* Sok., *A. nassibianzi* Sok., *A. anthulai* Pavl.

В Угахском, Кызылказмачайском (нижнее течение р. Кызылчай) разрезах и в Тенгинско-Бешбармакской зоне отложения альба не обнаружены.

На р. Атачай от позднемелового размыва уцелел небольшой блок альба (40 м), в котором найдены *Neohibolites minimus* (List.), *N. pinguis* Stoll., *N. stylioides* Renng. В Гарибанском разрезе (66 м) и на южном склоне горы Бегимдаг (113 м) альбские отложения представлены в основном глинами и содержат *Neohibolites minimus* (List.), *N. schwetzovi* Natz. Севернее, в бассейне р. Халчай на горе Танкаласы обнажающаяся часть альба (31 м) представлена серыми глинами с прослоями песчаников и содержит богатую среднеальбскую фауну: *Neohibolites minimus* (List.), *N. pinguis* Stoll., *N. attenuatus* (Sow.).

В Кубинско-Прикаспийской области альбские отложения вскрыты буровыми скважинами, где они (64 м), по данным В. Е. Хаина и Г. А. Ахмедова (1957), представлены внизу песчаниками (10 м) со среднеальбской фауной: *Hoplites dentatus* (Sow.), *H. cf. impressus* (Sow.), *Inoceramus concentricus* Park., сверху — мергелями ауцелинового горизонта (верхний альб) с *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina nassibianzi* Sok., *Globotruncana cf. appenninica* Renz., *Globigerina infracretacea* Gless. На горе Дибрар нижний альб (25 м) представлен чередованием серых и буроватых глин и песчаников. Выше в пачке (45 м) серых, темно-серых глин с прослоями песчаников найдены: *Neohibolites minimus* (List.), *N. stylioides* Renng., указывающие на средний альб. Верхний альб (50 м) представлен песчаниками, известняками и глинами. Выходы этих отложений протягиваются на юго-восток — через ко-

чекву Курбанчи, с. Алтыгагач и верховья р. Тударчай. В последнем пункте А. Г. Халиловым (1965) описан следующий разрез (305 м) альба:

Нижний альб

- | | |
|---|------|
| 1. На апте согласно залегает пачка чередования серых, темно-серых, желтоватых, зеленоватых известковистых глин с пропластками кривослоистых сланцеватых песчаников, а также мергелей. Встречается нижнеальбский комплекс фауны: <i>Neohibolites wollemanni</i> Stoll., <i>N. minor</i> (Stoll.), <i>Parahibolites fragilis</i> A. k. Aliz., <i>Aucellina spitiensis</i> (d'Orb.), Ромр. | 20 м |
| 2. Чередование серых, желтоватых и зеленоватых известковистых глин с пропластками листоватых песчаников. Встречен <i>Neohibolites andrussovi</i> Natz. | 25 „ |
| 3. Серые, желтоватые известковистые глины | 10 „ |

Средний альб

- | | |
|---|------|
| 4. Серые, зеленоватые, желтоватые известковистые глины, внизу с частыми, вверху с редкими пропластками кривослоистых сланцеватых мелкозернистых песчаников. В нижней и средней частях пачки встречаются белемниты: <i>Neohibolites minimus</i> (List.), <i>N. pinguis</i> (Stoll.), <i>N. stylioides</i> Reppg. | 60 „ |
| 5. Серые, темно-серые известковистые глины с редкими пропластками буроватых песчаников. В верхней части пачки встречены <i>Neohibolites minimus</i> (List.), <i>N. stylioides</i> Reppg. | 30 „ |

Верхний альб

- | | |
|--|------|
| 6. Серые, темно-серые, зеленоватые известковистые глины с прослоями серых, буроватых, иногда сланцеватых, часто кривослоистых мелкозернистых песчаников. В нижней части толщи встречен верхнеальбский <i>Parahibolites pseudovalia</i> Sinz. | 90 „ |
| 7. Серые, темно-серые, желтоватые известковистые глины с редкими прослоями известковистых песчаников и песчаных известняков | 70 „ |

Выше следует карбонатно-терригенный флиш сеноман.

В литологическом составе разреза альба на р. Гядысу (303 м) наблюдаются значительные изменения. Здесь нижний альб (60 м) представлен пестроцветными и серыми известковистыми глинами, средний альб (100 м) — средне- и крупнозернистыми песчаниками с *Neohibolites minimus* (List.), верхний альб (143 м) — главным образом глинами.

На западе Кобыстана, в разрезах Гирдыман-Пирсагатчайского водораздела (120 м) и у с. Зарат-Хейбери (104 м), отложения альба представлены серыми глинами с прослоями известняков и песчаников. В бассейне р. Чикильчай нижний — средний альб (70 м) представлен внизу флюидным чередованием различного цвета глин, песчаников и известняков, а вверху зеленовато-желтовато-серыми известковистыми глинами. Верхний альб (15 м) выражен серыми глинами с прослоями кривослоистых песчаников с *Neohibolites exstensus* A. k. Aliz.

На Юго-Восточном Кавказе отложения альба содержат богатую фауну фораминифер, в том числе *Ammobaculites aequalis* (Roem.), *Haplophragmoides chapmani* Mergoz., *Clavulina vulgaris* Djaff., *C. guttina* Djaff., *Anomalina rudis* Reuss, *Bolivina textularoides* Reuss., *Lingulina nodosaria* Reuss, а также радиолярии: *Dictyomitra tekttschaensis* Kh. Aliev, *Genosphaera konachkendensis* Kh. Aliev, *C. orginale* Kh. Aliev.

На Большом Кавказе в пределах южного склона нижнемеловые отложения протягиваются непрерывной узкой полосой далеко на запад и принимают участие в строении крупных тектонических элементов Закавказья-Ковдагского синклинория и Кахетино-Вандамского антиклинория. С юго-востока на северо-запад происходит уменьшение мощностей отложений и выпадение из разрезов отдельных стратиграфических единиц.

Отложения берриас-валанжина (300—500 м) по всей области представлены в фации карбонатно-терригенного флиша, состоящего из изве-

стняков, мергелей, песчаников, глин и аргиллитов. Возраст устанавливается по стратиграфическому положению, а также находением *Lamellaptychus mortilleti longa* Trauth (бассейн Дашагилчая), а также тинтинид: *Tintinnopsella carpatia* (Mug. et Fil.), *T. undelloides* (Colom.), *T. darderi* Colom. В восточной части области (в бассейне рек Гирдыманчай и Велесчай) в разрезе берриас-валанжина наблюдаются пласты конгломератов, достигающие иногда значительной мощности.

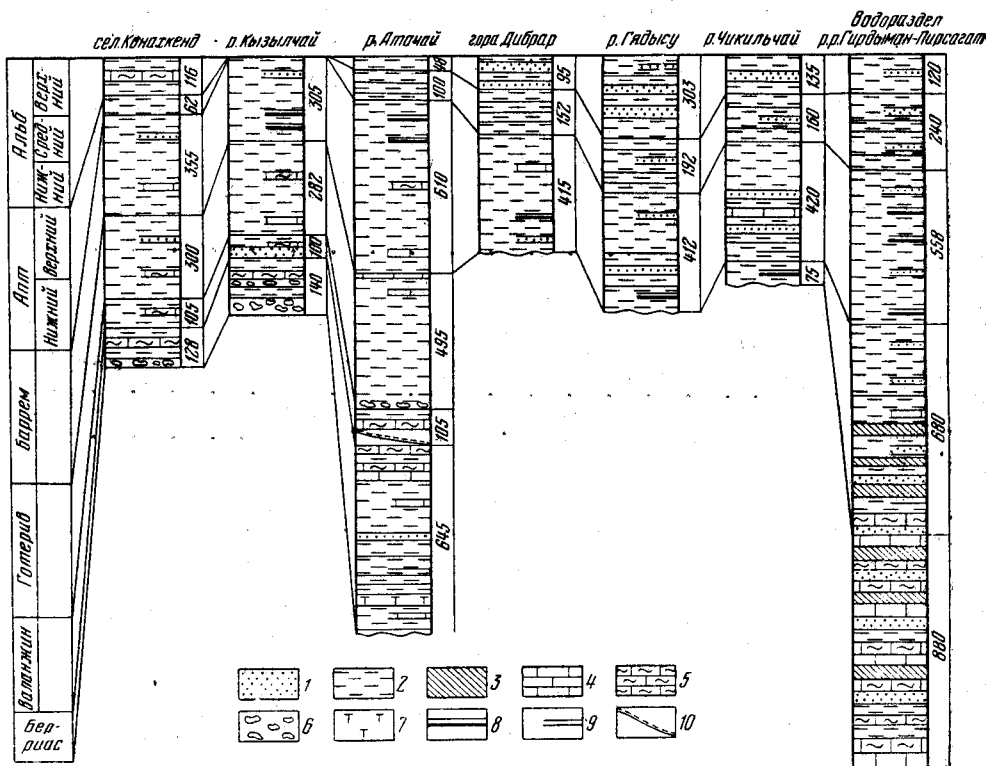


Рис. 10. Схематический разрез нижнемеловых отложений юго-восточной части Большого Кавказа

1 — песчаник; 2 — глины; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — мергели; 6 — конгломераты; 7 — туфы; 8 — кальцит; 9 — пропластки; 10 — тектоническое нарушение

Отложения готеривского и барремского ярусов во всех районах южного склона составляют единый непрерывный комплекс (более 1000 м), согласно перекрываемому аптом. Они представлены терригенным и терригенно-карбонатным флишем, состоящим из глин, песчаников и аргиллитов темно-серого цвета. В отдельных разрезах баррема (верховье р. Геокчай, бассейн р. Дамирапаранчай и др.) встречаются слои известняков. В целом по всей области эти отложения почти полностью лишены остатков макрофауны и они выделяются по стратиграфическому положению и сопоставлению с одновозрастными отложениями Юго-Восточного Кавказа.

Аптские отложения на южном склоне обнажаются сравнительно узкими полосами главным образом в пределах Закатало-Ковдагского синклинория. В восточной части области (с. Бруйдал, верховья рек Геокчай и Джульянчай) они представлены чередованием рыхлых глин, известняков и песчаников с белемнитами: *Mesoholites minaret* Ras p.,

Neohibolites ewaldi (Stromb.), *N. çairicus* Natz. В западной части области (бассейн рек Дашагылчай, Кишчай) основными элементами аптекского пестроцветного флиша являются аргиллиты и песчаники (рис. 10).

Альбские отложения на южном склоне развиты в восточной части Закатало-Ковдагского синклинория и на юго-восточном погружении Вандамского антиклинория. В пределах Закатало-Ковдагского синклинория (бассейн рек Геокчай и Гирдыманчай) альб (70—120 м) представлен глинами с прослоями плотных известняков, редко кривослойных песчаников. В бассейне рек Талыстанчай и Джульянчай нижний и средний подъярусы (86 м) альба выражены в фации глин с прослоями песчаников, а верхний альб — в фации туфогенного песчано-глинистого флиша. Выходы альба обнаружены также в бассейне рек Дашагылчай (30 м), где они представлены чередованием известняков, мергелей, песчаников и аргиллитов. В верхней части разреза появляются слои известковистых туфопесчаников.

Верхний мел

Верхнемеловые отложения Большого Кавказа имеют широкое распространение. Они выражены большей частью во флишевой фации и содержат скудные и неравномерно распределенные палеонтологические остатки. Изучением стратиграфии этих отложений занимались Г. В. Абих (1863, 1873), К. И. Богданович (1902, 1906), И. М. Губкин (1916), М. Ф. Мирчинк (1933, 1935), З. А. Мишунина (1932, 1934, 1940, 1951), В. Е. Хаин (1937, 1939, 1947, 1952), М. М. Алиев, Р. А. Алиев (1955, 1957, 1958, 1960, 1961, 1965, 1966, 1967), А. Г. Халилов (1968), Ак. А. Ализаде (1965) и др.

Выходы отложений верхнего мела приурочены к зонам Шахдагско-Хизинской, Дибрарской и Южного склона.

В Шахдагско-Хизинской зоне разрез верхнего мела в большинстве случаев неполный и обычно начинается с отложений сантонского или кампанского яруса, трансгрессивно залегающих на различных горизонтах нижнего мела. Верхи разреза верхнего мела в одних случаях отсутствуют, будучи размытыми, и заканчиваются отложениями нижней части маастрихтского яруса, в других — разрез их отличается своей полнотой. Мощностъ отложений здесь достигает почти 1000 м (рис. 11).

В Дибрарской зоне верхнемеловые отложения имеют очень широкое площадное распространение, а мощностъ их достигает 1500 м. Залегают они в большинстве случаев согласно на нижнемеловых отложениях.

В зоне Южного склона верхнемеловые отложения представлены всеми своими ярусами, за исключением датского, присутствие которого не установлено.

Сеноманский ярус. Отложения сеномана Большого Кавказа выделены М. Ф. Мирчинком (1931) в кемишдагскую свиту.

В Шахдагско-Хизинской зоне сеноманские отложения выражены в однообразной глинистой литофации, которая выдерживается почти без существенных изменений. Почти во всех разрезах наблюдается постепенный переход от альба к сеноману. Присутствие в нижней части этих отложений фауны белемнитов позволяет местами подразделять их на подъярусы.

Отложения сеномана представлены темно-серыми песчанистыми глинами, серыми песчанистыми известняками и песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов; мощностъ 100 м. Возраст отложений устанавливается по фауне белемнитов, фораминифер и радиолярий.

Среди белемнитов присутствует *Neohibolites ultimus* (Orb.). Фораминиферы представлены характерными формами *Discorbis wassoewtsi* Djaff., *Rotundina stephani* (Gandolfi), *Gümbelina cenomanica*

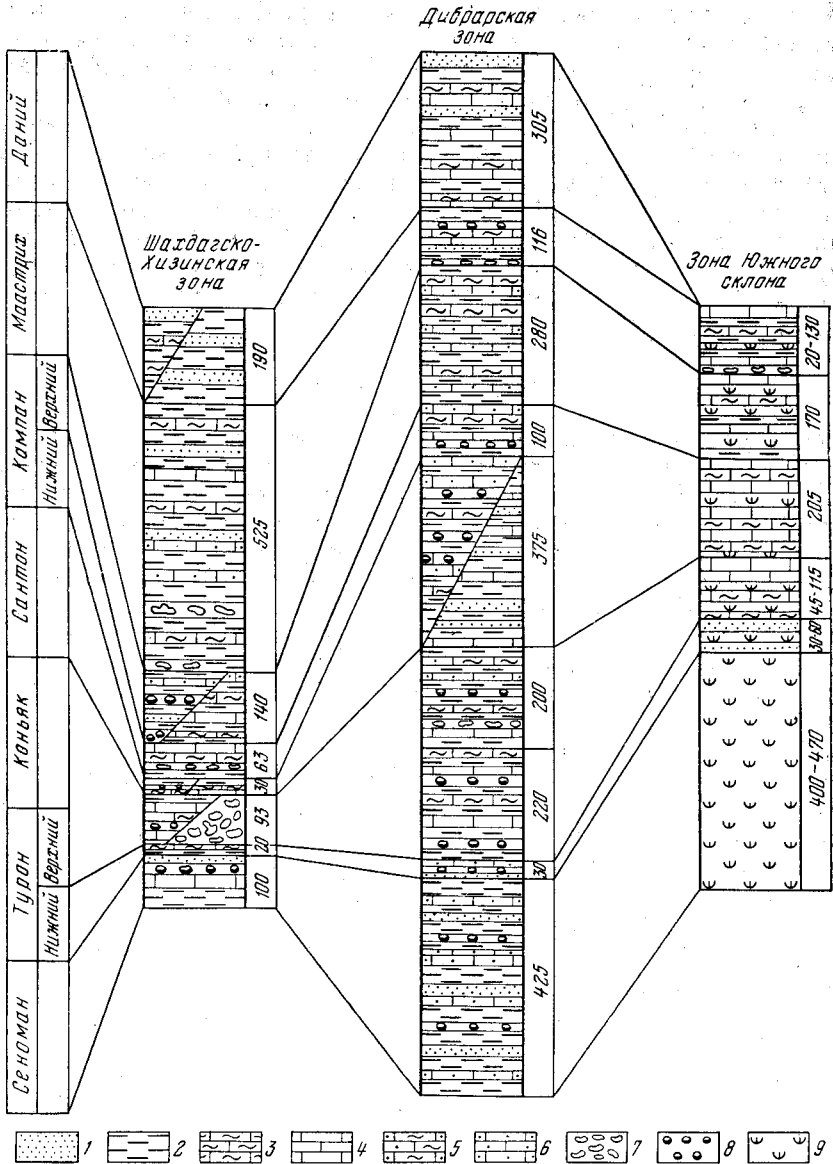


Рис. 11. Сопоставление разрезов верхнемеловых отложений Большого Кавказа

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — мергели; 4 — известняки; 5 — песчанистые, мергелистые известняки; 6 — песчанистые известняки; 7 — конгломераты; 8 — микроконгломераты; 9 — вулканические породы

Agal., *Schackoina cenomana* (Schacko) и др. Комплекс радиолярий состоит из следующих видов: *Dictyomitra striata* Lipm., *D. ferosia kelevudagica* Kh. Aliev, *D. sagitifera* Kh. Aliev, *D. konachkendiensis* Kh. Aliev, *D. ornata mamentaria* Kh. Aliev и др.

В разрезе горы Келевудаг разрез сеномана следующий:

Нижний сеноман

1. Чередование известковистых песчаников, известняков и серых песчанистых глин. Известняки в подошве слоев переходят часто в мелкогалечные конгломераты. В глинах встречаются белемниты *Neohibolites ultimus* (Orb.), фораминиферы и редкие остракоды 30 м

Верхний сеноман

2. Чередование мелкогалечных конгломератов, темно-серых песчанистых глин. Конгломераты в верхней части переходят в гравелиты и известковистые песчаники. Глины заключают фораминиферы и радиолярии 20 „

Сеноманский ярус Дибрарской зоны литологически почти не отличается от такового Шахдагско-Хизинской зоны. Он выражен зеленовато-серыми песчанистыми известняками и песчаниками с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью до 452 м. Возраст определен по макрофауне: *Neohibolites subtilis* Grimh., *N. ultimus* Orb., *Inoceramus crippsi* Mant., *In. cf. etheridgei* Woods, *In. pictus* Sow. Здесь же встречаются характерные фораминиферы, остракоды, споры и пыльца. Фораминиферы представлены следующими формами: *Discorbis wassoewici* Djaff., *Rotundina stephani* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz), *Gümbelina cenomanica* Agal. и др. Комплекс остракод состоит из видов: *Cytherella kemischdagica* Z. Kuzn., *Cytheropteron remotum* Z. Kuzn., *Eucytherura acutula* Z. Kuzn. Споры и пыльца представлены: *Cleichenia glauca* Tunb., *G. circinidites* Hlon., *Osmunda granulata* (Mal.), Bolkh., *Schizaea kulandyensis* Bolkh., *Dicksonia densa* Bolkh., *Aspidium contractum* Bolkh., *Stenozonotriletes exuperans* Hlon., *Pinus aralica* Bolkh. и др.

В зоне Южного склона сеноманские отложения (ельгядыкская свита) представлены верхней частью вулканогенной толщи, залегающей трансгрессивно и несогласно на нижне-верхнебайосские и апт-барремские отложения. Они представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Встречаются потоки андезитовых и базальтовых порфиритов.

Туронский ярус. Отложения нижнего турона Большого Кавказа выделены Н. Б. Вассоевичем (1940₁) под названием зоратского горизонта. Верхний турон здесь представлен нижним отделом свиты кемчи (Мирчинк, 1931₁) или хизинской свитой (Вассоевич, 1940₁).

В Шахдагско-Хизинской зоне отложения турона подразделяются на два подъяруса. Нижний подъярус представлен светло-серыми песчанистыми известняками, темно-серыми песчанистыми мергелями и зеленовато-серыми глинами. Мощность его не превышает 20 м. Возраст отложений датируется фауной фораминифер: *Gyroidina* ex gr. *soldania* Orb., *Globigerina agalarovae* Vass., *G. cretacea* Orb., *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Rotundina ordinaria* Subb. и др. Верхний подъярус не отделяется от коньякского яруса и рассматривается обычно совместно с последним. Он выражен розовыми, зеленовато-серыми песчанистыми глинами, глинистыми известняками, зеленовато-серыми, буроватыми мергелями, серыми песчаниками, с прослоями известняковых мелкогалечных конгломератов. В восточной части зоны отложения верхнего турона представлены глыбовыми конгломератами. Отложения верхнего турона содержат *Inoceramus lamarcki* Park. В целом туронские отложения характеризуются фауной фораминифер: *Rotundina marginata* (Reuss), *Bolivinita eouwigeriniformis* Keller, *Gümbelina turonica* Agal., *G. turonica globiferiformis* Agal., *G. abnorma* Agal. и др.

Отложения туронского яруса Дибрарской зоны подразделяются на два подъяруса.

Нижний турон представлен переслаиванием зеленовато-серых песчаных известковистых глин, светлых песчаных известняков и мергелей, зеленовато-серых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Эти отложения имеют небольшую мощность (до 30 м) и содержат редкую фауну *Inoceramus labiatus* Schloth. Встречаются фораминиферы и радиолярии: *Globigerina* sp., *Bolivinita* sp., *Gümbelina* sp. и др. и *Dictyomitra* cf. *striata* Lipm., *Lithostrobos* cf. *turritellus* Lipm., *Cenosphæra* sp. ind., *Spongodiscus* sp. ind.

Верхний турон зоны проявляет большое сходство с отложениями Шахдагско-Хизинской зоны и состоит из переслаивания зеленовато-серых известковистых глин, светлых и зеленоватых мергелей, светло-серых известняков и серых мелкогалечных конгломератов. Эти отложения также содержат редкую фауну (*Inoceramus lamarcki* Park.) Фауна фораминифер здесь бедна: *Gyroidina nitida* (Reuss), *Eponides concinns* Brotz., *Gaudryina angulata* Akimez, *Globigerinella aspera* (Ehrenb.) и др. Мощность верхнего турона в Дибрарской зоне довольно значительная и достигает 220 м.

В целом отложения туронского яруса характеризуются фауной фораминифер: *Rotundina merginata* (Reuss), *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, *Gümbelina turonica* Agal., *G. abnormalis* Agal., *G. turonica globiferiformis* Agal., *G. turonica pseudotessera* Cushman и др.

На горе Дибрар разрез туронского яруса следующий:

Нижний турон

1. Чередование зеленовато-серых песчаных известковистых глин, светлых песчаных известняков с прослоями зеленовато-серых известковистых песчаников. Фауна состоит из редких иноцерамов *Inoceramus labiatus* Schloth. 20 м

Верхний турон

2. Мелкоритмичное чередование мелкокристаллических, местами сферолитовых известняков, мелкогалечных конгломератов и светлых гравелитов, светло-серых мергелей, серых неизвестковистых глин. 40 „

В зоне Южного склона отложения верхнего сеномана—нижнего турона (намазгяхская свита) связаны постепенным переходом с отложениями сеномана и выражены нормальным глинисто-песчаным флишем с примесью туфогенного материала. Они представлены чередованием светло-серых с зеленоватым оттенком и темно-серых мелкозернистых песчаников с редкими прослоями светло-серых туфопесчаников. Эти отложения содержат фауну радиолярий сеноман-туронского облика. Отложения верхнего турона в этой зоне не отделимы от коньякских отложений и рассматриваются при описании последних.

Коньякский ярус. Коньякские отложения Большого Кавказа соответствуют верхнему отделу свиты кемчи (Мирчинк, 1931₁).

Коньякское отложение Шахдагско-Хизинской зоны обнаруживают литологическое сходство с верхним туроном и имеют с ним общую мощность до 85 м. Выражены они темно-серыми, розовыми, зелеными мергелями и глинами, серыми известняками и конгломератами. Возраст этих отложений устанавливается по фауне фораминифер: *Spiroplectamina embaensis* (Mjatl.), *Bulimina brevis* Orb., *Cibicides eriksdalensis* Vassil., *Globotruncana azerbaijanensis* Agal., *G. paraventricosa* (Hofker), *Gümbelina obtusa* Agal. и др.

В Дибрарской зоне коньякские отложения представлены переслаиванием серых песчаных известняков, зеленоватых песчаных известковистых глин, темно-серых песчаных мергелей. В средней части разреза этих отложений встречаются прослои известняковых мелкогалечных конгломератов. В низах разреза встречается редкая фауна *Inoceramus deformis* Meek, *In. koeneni* Müll. и фораминиферы: *Eponi-*

des concinus Brotz., *Gaudryina angustata* Akimez, *Globigerina cretacea* Orb., *Globotruncana linneiana* (Orb.) и др. Мощность коньякских отложений достигает 200 м.

По р. Пирсагат, у с. Зарат-Хейбери, разрез коньякского яруса имеет следующий вид:

Нижний коньяк

1. Чередование темно-серых, зеленоватых, бледно-розовых известковистых глин, сферолитовых известняков и темно-серых мергелей. Встречаются иноцерамы: *Inoceramus deformis* Meek, *In. koeneni* Müll. 40 м

Верхний коньяк

2. Чередование темно-серых, зеленоватых, темно-бурых, темно-красных известковистых глин, известняков и мергелей. Глины преобладают. Темно-красные их разности встречаются в верхней части пачки. Встречается скудная фауна фораминифер и радиолярий. 75 „

3. Чередование светло-серых известняков, песчанистых мергелей, известковистых песчаников. 45 „

В зоне Южного склона отложения верхнего турона — коньяка (ниалдагский горизонт) в низах разреза характеризуются чередованием зеленых туфографелитов, туфопесчаников, туффитов, мергелей, бентонитов, кремнистых аргиллитов, черных силицитов и темных яшм. Верхи разреза представлены известняками.

Сантонский ярус. К сантонскому ярусу на Большом Кавказе относится нижний отдел юнусдагской свиты (Вассоевич, 1951).

Сантонские отложения Шахдагско-Хизинской зоны представлены красными, зеленовато-серыми песчанистыми глинами, мергелями и песчанистыми известняками. В западной части зоны встречаются прослои мелкогалечных конгломератов. Эти отложения содержат фауну фораминифер: *Gümbelina santonica* Agal., *Schackoina multispinata* (Cushm. et Wick.), *Arenobulimina presli* Reuss, *Bulimina brevis* (Schwag.), *Globigerina morozovae* Vassil. и др. Мощность их достигает 30 м.

В Дибрарской зоне сантонские отложения выражены розовыми, буровато-красными, зеленовато-серыми глинами, серыми песчанистыми известняками, зеленоватыми и розоватыми песчанистыми мергелями, содержащими редкие прослои мелкогалечных конгломератов. Возраст этих отложений датируется следующей фауной: *Inoceramus inconstans* Woods, *In. lobatus* Goldf., *In. regularis* Orb., *Ptychodus decurrens altior* Agass., *P. latissimus* Agass., *P. rugosus* Dixon и др. Встречается характерный комплекс фораминифер: *Schackoina multispinata* (Cushm. et Wickend.), *Globotruncana arca* (Cushm.), *Bolivinita planata* (Cushm.), *Gümbelina santonica* Agal., *G. pseudotessera* Cushm., *G. striata* (Ehrenb.), *G. bulloides* Agal. и др. Мощность сантонских отложений достигает 375 м.

На горе Дибрар разрез сантонских отложений следующий:

1. Чередование красных, темно-зеленых, зеленовато-серых глин. Встречаются прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов. 55 м

2. Чередование зеленых и красных-песчанистых глин, серых известняков, зеленоватых и розоватых песчанистых мергелей. Преобладают глины и известняки. Встречаются редкие иноцерамы: *Inoceramus inconstans* Woods и фораминиферы. 55 „

3. Чередование буровато-красных, зеленых глин, светло-зеленых, красных и розоватых мергелей, серых песчанистых известняков, содержащих фораминиферы. 40 „

4. Чередование темно-зеленых, буровато-красных песчанистых глин, светло-зеленых, красных и розовых мергелей, серых песчанистых известняков. Встречаются фораминиферы. 90 „

5. Тонкоритмичное чередование зеленоватых, бордово-красных песчанистых глин, зеленоватых и розовых слабопесчанистых мергелей с редкими прослоями серых известняков. Встречается богатая фауна фораминифер. 95 „

6. Тонкое чередование бордово-красных и зеленых глин, розовых песчаных мергелей с редкими прослоями серых известняков. Встречается богатый комплекс фораминифер 40 м

Сантонские красноцветные отложения зоны Южного склона (Фитдагская свита) согласно перекрывают отложения верхнего турона — коньяка и связаны с ними постепенным переходом. Они выражены толщей карбонатно-туфогенных пород и в верхах ее характеризуются красной окраской. Эти отложения представлены светло-розовыми, светло-зелеными, темно-серыми, сильнокремнистыми мергелями, среднезернистыми серыми с зеленым оттенком туфопесчаниками, плотными светло-серыми крупнозернистыми известняками и плотными зеленовато-серыми глинами, содержащими фауну фораминифер: *Globotruncana lineiana* (Orb.), *Gümbelina* sp.

Кампанский ярус. На Большом Кавказе кампан представлен верхним отделом юнусдагской свиты и нижним отделом агбурунской свиты (Вассоевич, 1951).

В Шахдагско-Хизинской зоне отложения кампанского яруса широко распространены и подразделяются на два подъяруса. Нижний подъярус (до 63 м) выражен розовыми, темно-бурыми песчанстыми мергелями, песчанстыми известняками, темно-зелеными известковистыми глинами и в основании разреза имеет конгломераты. Отложения этого возраста выделяются в разрезах по характерным комплексам фораминифер: *Gümbelina striata* (Ehrenb.), *Plectina convergens* (Keller), *Neoflabellina jarvisi* Cushman, *Ataxophragmium crassum* Orb. и др. Встречаются также остракоды: *Argilloecia minor* Mandelstam, *Segmina longa* Gouin litt., *Eocytheropteron bicostatus* Gouin litt., *Cytherura radiatilis* Z. Kuzn. in litt. и др.

Верхний кампан (140 м) представлен светло-серыми мергелями, серыми известняками, темно-зелеными песчанстыми глинами. В западной части зоны встречаются также прослои песчаников и мелкогалечных конгломератов. Эти отложения характеризуются макрофауной: *Desmophyllites larteti* Gross., *Belemnitella mucronata mucronata* B. mucronata senior Now., *Inoceramus alaeformis* Zek., *In. barabini* Mort., *In. balticus* Böhm, *In. convexus* Meek et Hayden, *In. decipiens* Zitt. и др. Встречаются фораминиферы: *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Globotruncana rosetta* (Carsey), *Rugoglobigerina ordinaria* Subb., *Ventilabrella eggeri* (Zechack), *Cibicides voltzianus* emend. Marie и др. Остракоды представлены следующими видами: *Cytherella* cf. *parallela* (Reuss), *Bairdoppilata rotunda* (Alexander), *Cythereis ornatissima* (Reuss) и др. По р. Тагирджалчай разрез кампанских отложений следующий:

Нижний кампан

1. Базальные конгломераты. В гальках встречается богатая переотложенная фауна нижнего мела: *Dimorphococenia crassisepta* Solomko, *Lophatangularis* Роем., *Neohibolites minimus* List. 80 см
2. Чередование красных, бурых, светло-зеленых известковистых глин, содержащих редкие остракоды 1 м

Верхний кампан

3. Чередование светло-серых песчанстых мергелей, содержащих неопределимые остатки иноцерамов и белемнителл 14 ..
4. Чередование биоморфно-детритусовых известняков с мергелями. Встречаются прослойки серых, зеленых песчанстых глин, содержащих фауну остракод. Известняки и мергели содержат многочисленную фауну: *Inoceramus balticus* Böhm, *In. decipiens* Zitt., *In. regularis* Orb., *In. alaeformis* Zek., *In. convexus* Hall et Meek, *In. salisburgensis* Fugg. et Kastn., *Desmophyllites larteti* Seunes, *Belemnitella mucronata mucronata* Schloth. 60 ..

Кампанские отложения Дибрарской зоны довольно сходны литологически с синхронными образованиями Шахдагско-Хизинской зоны, отличаясь от них большей глинистостью, развитием зеленых мергелей и глин за счет белесоватых и светло-серых известняков. Они подразделяются на два подъяруса. Нижний кампан представлен переслаиванием буровато-красных, зеленовато-серых известковистых глин, серых песчаных известняков, светлых плитчатых мергелей. В нижней части разреза присутствуют прослой мелкогалечных конгломератов. В этих отложениях встречается фауна: *Inoceramus balticus* Böhm, *Belemnitella mucronata mucronata* Schloth. Встречаются также фораминиферы: *Gümbelina striata* (Ehrenb.), *Plectina convergens* (Keller), *Neoflabellina jarvisi* Cushman, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globigerina cretacea* Orb. и др. Мощность нижнего кампана доходит до 100 м. Верхний кампан состоит из переслаивания зеленых и зеленовато-серых глин, серых плитчатых мергелей и бурых песчаных известняков. Эти отложения характеризуются богатой макрофауной: *Belemnitella mucronata mucronata* Schloth, *B. mucronata senior* Now., *B. conica conica* Arkh., *Inoceramus regularis* Orb., *Liostrea curvirostris* Nilss. и др. Комплекс фораминифер представлен следующими формами: *Bolivinooides decoratus* (Jones), *Gümbelina elegans* (Rzechak), *Globotruncana rosetta* (Carsey), *Rugoglobigerina ordinaria* Subb., *Ventilabrella eggeri* (Rzechak), *Cibicides voltzianus* Orb. и др. Мощность верхнего кампана достигает до 280 м.

В зоне Южного склона отложения кампана залегают трансгрессивно на подстилающих отложениях (сеноман — нижний турон или сеноман). Эти отложения подразделяются на два подъяруса. Нижний кампан (сардагарский горизонт) представлен светло-серыми, почти белыми крупнозернистыми плотными пелитоморфными известняками с прослоями мергелей. Встречаются редкие прослой розовых мергелей и аргиллитов. Верхний кампан выражен внизу белыми пелитоморфными известняками с прослоями туфопесчаников, а вверху — розово-карбонатно-туфогенной пачкой. Эти отложения содержат как макро-, так и микрофауну. Здесь найдены: *Inoceramus colchicus* Tsag., *In. georgicus* Tsag. (сбор Б. Исаева, определение А. Цагарели). Встречается богатый комплекс фораминифер, определенный Д. Халиловым и Х. Алиуллой: *Globotruncana linneiana* Orb., *G. lapparenti* Brotz., *G. arca* (Cushman), *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.), *Gümbelina striata* (Ehrenb.), *G. plummerae* Loett., *G. globulosa* (Ehrenb.) и др.

Маастрихтский ярус. На Большом Кавказе к маастрихту относится верхний отдел агбурунской свиты (Вассоевич и Гроссгейм, 1938).

В Шахдагско-Хизинской зоне маастрихтский ярус (до 525 м) непрерывно продолжает разрез верхнего кампана. В нижней части разреза глины чередуются с песчанстыми известняками и конгломератами. В верхней части разрез состоит из темно-серых, зеленовато-серых песчаных известковистых глин, чередующихся со светло-серыми мергелями и известковистыми песчаниками. Эти отложения датируются следующей макрофауной: *Inoceramus caucasicus cabardinica* Dobr., *In. caucasicus monilifera* Dobr., *In. caucasicus ravnii* Dobr., *In. tegulatus* Nag. и др. Встречаются богатые комплексы фораминифер, остракод, спор и пыльцы. Фораминиферы: *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Pseudotextularia varians* (Rzechak), *Ventilabrella eggeri* (Rzechak), *Globotruncana obtusa* (Cushman), *Cibicides bembix* (Marsson), *Haplophragmoides coronata* (Grady), *Gyroidina turgida* (Nag.) и др. Остракоды: *Cytherella ovata* Roemer, *Sigillium geitapense* Z. Kuzn.,

Bairdia trigona Bosquet, *Bairdopillata ponderi* Jennings, *Pontocypris bosqueti* v. Veen, *Argilloecia minor* (Jones et Hinde), *Krithe simplex* (Jones et Hinde) и др. Споры и пыльца представлены богатым комплексом видов: *Sphagnum* sp., *Anemia* sp., *Lygodium* sp., *L. subsimplex* Bolkh., *Matonia parva* Bolkh., *Filicales* ind., *Leiotriletes* sp., *Gleichenia* sp., *G. angulata* Naum., *Dicksonia* sp., *Selaginella rotundiformis* K.-M., *Trachitriletes ancoraeformis* Bolkh. и др.

В Тенгинском ущелье маастрихт представлен нижним подъярусом. Разрез его следующий:

Нижний маастрихт

- | | |
|--|------|
| 1. Чередование серых песчаных известняков, темно-серых известковистых глин. Спорадически встречаются небольшие прослой мелкогалечных конгломератов. Встречаются створки иноцерамов | 30 м |
| 2. Чередование тех же известняков с редкими прослоями глин и конгломератов | 15 " |
| 3. Чередование серых, сильнопесчаных мергелей и известняков с фауной иноцерамов: <i>Inoceramus tenginicus</i> R. Aliev, <i>In. caucasicus cabardinica</i> Dobr., <i>In. caucasicus monilifera</i> Dobr., <i>In. caucasicus ravni</i> Dobr. | 20 " |
| 4. Пласт конгломерата. В гальках встречаются брахиоподы: <i>Cyclothyris plicatilis plicatilis</i> Sow., <i>C. plicatilis octoplicata</i> Sow. | 2 " |

Отложения маастрихтского яруса в Дибрарской зоне также широко распространены, однако они фациально отличаются от маастрихта Шахдагско-Хизинской зоны и представлены типично флишевыми пестроцветными отложениями. Литологически они выражены переслаиванием зеленовато-серых известковистых глин, серых песчаных известняков, серых песчаников, розовых мергелей с прослоями мелкогалечных конгломератов. В основании содержится прослой конгломерата. Здесь встречается бедная фауна: *Inoceramus balticus* Böhm, *Liostrea curvirostris* Nilss. Комплекс фораминифер представлен следующими видами: *Pseudotextularia varians* (Rzehak), *Ventilabrella eggeri* (Rzehak), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Cibicides bembix* (Mansson), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger) и др. Мощность маастрихтских отложений здесь достигает 116 м.

В зоне Южного склона маастрихтские отложения (мюджинская свита) представлены толщей флишевого чередования светлых и зеленовато-серых органогенно-обломочных известняков с подчиненными прослоями мергелей, глин, туфовых пород, имеющей в основании пакет глыбового конгломерата. Гальки этого конгломерата состоят из эффузивных и туфогенных пород байоса, альба и сеномана и гранитоидов. В известняках встречаются иноцерамы и орбитоиды: *Inoceramus georgicus* Tsag., *In. colchicus* Tsag., *In. cf. simonowitschi* Tsag., *In. crassus* Petr. (сборы В. А. Гроссгейма, определения А. Л. Цагарели).

Датский ярус. Отложения датского яруса на Большом Кавказе относятся к ильхидагской свите (Губкин, 1916).

В Шахдагско-Хизинской зоне датские отложения (до 150 м) выражены серыми, зеленовато-серыми глинами и мергелями. В верхней части разреза встречаются редкие прослой бурых глин и песчаников. Эти отложения содержат фауну фораминифер: *Cristellaria velascoensis* (White), *Lagena acuticostata* Reuss, *Gümbelina pumilia* Subb., *Ellipsoglandulina cubensis* Cushman et Bergm., *Bolivina braeviscula* Subb., *Acarinina schachdagica* (Khal.) и др.

Отложения датского яруса в Дибрарской зоне имеют ограниченное распространение. Они представлены переслаиванием серых мелко- и среднезернистых песчаников, светлых, серовато-бурых мергелей и известняков. В нижней части разреза преобладают глины. Эти отложения не содержат макрофауну, однако характеризуются богатым комплексом фораминифер: *Rhizammina indivisa* Brady, *Nodellum velascoensis*

Cushm., *Glavulina scalprata* Chal., *Globigerina triloculinoides* Pl., *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.), *G. angulata* White, *Gyroidina soldania* (Orb.) *Nonionella azerbaijanica* Chal., *Lagena gracilis* Will., *Gümbelina crinita* Glaessn., *G. globulosa* (Ehrenb.) и др. Мощность датских отложений достигает здесь 305 м.

Малый Кавказ

Нижний мел

На Малом Кавказе наиболее полный разрез нижнего мела известен в Мисхано-Кафанской и Севано-Карабахской зонах, где выделяются фаунистически охарактеризованные отложения всех его ярусов. В пределах Сомхито-Агдамской зоны нижний мел представлен отложениями готерива, баррема, альба и частично апта. В Араксинской зоне (на территории Нахичеванской АССР) нижний мел неизвестен.

Берриасский ярус. Отложения берриасского яруса на Малом Кавказе выявлены за последние годы А. Г. Халиловым, Г. А. Алиевым, Р. Б. Аскеровым и др. в юго-восточной и центральной его частях.

В Гадрутском синклинории в районе с. Дошулу берриас представлен пачкой (50 м) серых органогенно-обломочных, песчанистых, местами окремненных известняков с редкими пропластками туффитов и туффопесчаников. В них встречаются *Lacunosella malbosii contractoides* (Jac. et Fall.), *Sellithyris campichi* (Pict.).

В Хузабиртском синклинории отложения берриаса развиты в районах с. Аракуль, гор Тохкор, Зиарат и Гюллиджа, где представлены серыми и темно-серыми, часто окремненными плотными кристаллическими и песчанистыми известняками, в которых обнаружены *Berriasella* sp. ind., *Neocomites* sp. ind., *Punctapychus punctatus* Voltz, *Lamellapychus beyrichi* (Opp.), «*Dictiothyris arzierensis* (Lor.)». Эти отложения трансгрессивно с базальным конгломератом в основании залегают на терригенных породах верхней юры, а сверху постепенно переходят в карбонатный валанжин.

В центральной части Малого Кавказа берриас выражен также в карбонатной фации. В Гочасском синклинории в районе г. Лачина известняки (120 м) берриаса внизу песчано-гравелитистые, а сверху сильно окремненные и содержат характерный комплекс головоногих: *Berriasella* sp. ind., *Lamellapychus beyrichi* Trauth, *L. lamellosus* (Park.), *L. mortilleti* (Pict. et Lor.), *Punctapychus punctatus* Trauth, *Hibolites* cf. *prodromus* Schwetz.

В Тоурагачайском синклинории отложения берриаса развиты на северном склоне Шахдагского и южном склоне Муровдагского хребтов. В верховьях р. Гянджачай они, по данным А. Г. Халилова, Т. Аб. Гасанова и Д. А. Гаджиева, представлены серыми песчано-гравелитистыми известняками с прослойками туффитов и песчаников (70 м), согласно залегающими на карбонатных отложениях титона и постепенно переходящими в валанжин. Здесь они содержат аптихи *Lamellapychus subdidayi* Trauth, *L.* cf. *seranonis* (Coq.). На Сусузлухском хребте, по данным О. Б. Алиева и Х. Алиуллы (1963), берриас присутствует в составе мощной титон-готеривской карбонатной толщи (540 м), в верхней части которой встречены *Berriasella pauyannei* (Rom.), *B. ex gr. callisto* (d'Orb.), *Protetragonites* cf. *quadrisulcatus* (d'Orb.).

На северо-восточном крыле Кафанского антиклинория в бассейне р. Базарчай к берриасу, вероятно, следует отнести нижнюю часть (92 м) гейяльской свиты, представленную на горе Гартыз серыми песчанистыми известняками с базальным конгломератом в основании. В низах разреза встречен берриасский вид *Cylindrobullina borissiaki* Pchel.

Валанжинский ярус. Отложения валанжинского яруса на Малом Кавказе известны в Севано-Карабахской и Мисхано-Кафанской зонах, где они содержат скудную фауну, но весьма достоверно датируются по стратиграфическому положению, находясь между фаунистически охарактеризованными берриасом и готеривом. Так, валанжин в Хузабиртском синклинории в районах с. Аракюль и горы Тохкор представлен серыми, часто кристаллическими и песчанистыми известняками с примесью туфогенного материала.

Берриас-готеривская карбонатная толща обнажается также на северо-восточном борту Гочасского синклинория в районе г. Лачина. Здесь на р. Яглыдара и у с. Кары-Кяхи валанжин (до 100 м) выражен серыми крупнокристаллическими песчанистыми, часто окремненными известняками. В верхах толщи встречены валанжин-готеривские головоногие: *Lamellaptychus angulocostatus symphysocostatus* Trauth и *Duvallia* cf. *lata* (Blainv.).

В аналогичном стратиграфическом положении находятся также валанжинские карбонатные отложения Тоурагачайского синклинория, выявленные А. Г. Халиловым и Т. Аб. Гасановым на северном склоне Шахдагского хребта (верхове р. Гянджачай) и О. Б. Алиевым, Х. Алиюлла (1963) на южном склоне Мровдагского (г. Сусузлук).

На северо-восточном крыле Кафанского антиклинория в бассейне р. Базарчай валанжину, вероятно, соответствует средняя часть (100 м) гейяльской свиты, представленная туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфами с непостоянными пластами песчанистых известняков, содержащих *Multiplex garthisensis* K. Aliev, *Uchauxia phillipsi* Leym., *Harpogodes* ex gr. *desori* Pict. et Camr., *Pictavia laevigata* (d'Orb.) На горе Гартыз эти отложения согласно налегают на карбонатный берриас, и постепенно переходят в готерив.

Валанжину соответствует также средняя часть (70—80 м) берриас-готеривской карбонатной толщи в Гадрутском синклинории. Здесь в районах сс. Дошулу и Балянд валанжин представлен песчанистыми, местами косослоистыми, часто окремненными известняками.

Готеривский ярус. Присутствие фаунистически охарактеризованных отложений готерива на Малом Кавказе доказано исследованиями А. Г. Халилова, Г. А. Алиева, Р. Б. Аскерова и А. А. Байрамова. Эти отложения выявлены в юго-восточной и центральной частях Малого Кавказа в пределах Гочасского, Хузабиртского, Гадрутского, Мартунинского, Сарыбабинского и Тоурагачайского синклинориев, а также Агдамского антиклинория. Во всех этих структурах готерив представлен в основном в карбонатной фации. Эти отложения до последнего времени относились либо к титону (Славин, 1945), либо к оксфорду (Шихалибейли, 1964₂).

В пределах Гочасского синклинория известняковая толща готерива слагает южные склоны гор Кызылкая, Тейдаг, Топагач и протягивается прерывистой полосой до окрестностей г. Лачина. Здесь она связана с валанжинскими отложениями постепенным переходом, а сверху трансгрессивно перекрывается альбскими породами. В районе горы Тейдаг эта толща (100 м) состоит из серых плотных кристаллических известняков с желваками и пропластками кремния, а также тонких прослоек разноцветных туффитов. В последних встречены головоногие *Subsaynella sayni* Paq., *Lamellaptychus angulocostatus* (Pict. et Lor.), *Duvallia lata* Blainv., *D. binervia* (Rasp.), указывающие на готеривский возраст содержащих их пород. Севернее готерив наиболее полно обнажается в окрестностях г. Лачина (120 м), где представлен темно-серыми крепкими, часто окремненными кристаллическими пелитоморфными песчанистыми известняками с редкими пропластками туффитов. Здесь об-

наружен характерный готеривский комплекс головоногих: *Lamellaptychus angulocostatus angulocostatus* Trauth, *L. angulocostatus rotundata* Khal., *L. noricus* (Wkl.), *Duvalia* cf. *lata* (Blainv.), *Hibolites* cf. *subfusiformis* (Rasp.).

В Хузабиртском синклинории известняки готерива обнажаются на южном борту — в окрестностях сс. Сирик, Агджакенд, Старый Таг и на северном борту — в районах сс. Аракюль и Мюлкюдара, гор Тохкор и Зиарат.

В окрестностях с. Старый Таг А. Г. Халиловым, Г. А. Алиевым и Р. Б. Аскеровым зафиксирован следующий восходящий разрез обнажающейся части готерива:

- | | |
|---|------|
| 1. Серые плотные кристаллические сильно окремненные известняки с пропластками и желваками кремния | 30 м |
| 2. Светло-серые плотные кристаллические, местами песчанистые и кремнистые известняки с редкими пропластками фиолетового туфопесчаника в низах. Здесь обнаружен верхнеготеривский комплекс головоногих <i>Spitidiscus ortula</i> (Sow.), <i>Crioceratites</i> cf. <i>duvali</i> Lev., <i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (Pict. et Log.) | 8 " |
| 3. Чередование разноцветных песчанистых известняков и вулканогенных пород | 4 " |
| 4. Серые толстослоистые трещиноватые сильно окремненные известняки. В верхах обнаружен готеривский аммонит <i>Crioceratites duvali</i> Lev. | 30 " |

Выше трансгрессивно залегают отложения альба.

В аналогичной толще известняков северного борта синклинория в окрестностях сс. Аракюль, Дашбаши кроме вышеупомянутых видов обнаружены *Phyllopachyceras* cf. *katschiense* Druzs., *Pseudobelus bipartitus* Blainv., *Hibolites* cf. *jaculum* (Phill.), *H. lingior* Schwetz., *Phyllocrinus renevieri* Pict. et Log. и др., указывающие на верхнеготеривский возраст.

В Севано-Карабахской зоне готеривские отложения известны в синклинориях и представлены также в карбонатной фации. Готеривские отложения Гадрутского синклинория проявляют почти полное литофациальное сходство с отложениями Хузабиртского синклинория и совместно с берриас-валанжинскими обнажаются в районах сс. Балянд, Дошулу, Шишадат; возраст их устанавливается условно по сопоставлению с соседними разрезами.

В Мартуниском синклинории готеривские известняки в отличие от известняков Мисхано-Кафанской зоны представлены более мягкими и светлыми органогенно-обломочными разностями, обычно без признаков окремнения, содержащими фауну брахиопод. В юго-восточной части синклинория, в районах сс. Каджар и Дилагарда, готерив (до 90 м) трансгрессивно перекрывает вулканогенную юру (?) и представлен светло-серыми, кристаллическими и органогенно-обломочными известняками со *Simphythyris* aff. *neocomiensis* (d'Orb.), *Cyclothyris ardescica* (Jac. et Fall.), *C. kiparisovae* (Moiss.), *Oxytoma cornuellana* (d'Orb.) В районе сс. Верхний Сизнек, Дашушен и на Шущинском плато готерив выражен в фации органогенных известняков с богатой фауной брахиопод: *Cyclothyris lata minor* (Jac. et Fall.), *C. castellanaensis* (Log.), *C. contractoides* (Jac. et Fall.), *Dictyothyris elongata* Smirn., *Simphythyris neocomiensis* (d'Orb.), *Sellithyris salevensis* (Log.).

В Тоурагачайском синклинории отложения готерива развиты на северо-восточном склоне Шахдагского хребта в междуречье Шамхорчай и Гянджачай. Здесь, по данным А. Г. Халилова, Т. Аб. Гасанова, Д. А. Гаджиева, они представлены серыми окремненными и песчанистыми, гравелитистыми известняками, содержащими готеривские головоно-

гие: *Lamellptychus angulocostatus atlantica-radiata* Trauth, *L. angulocostatus cristobalensis* (O'Conn.), *L. angulocostatus* cf. *fractocosta* Trauth, *Hibolites longior* Schwetz.

В пределах Агдамского антиклинория Сомхито-Агдамской зоны готеривские отложения обнажаются в районах сс. Каракенд, Гюлаблы, Касымлы, Шелли и др. Эти отложения совместно с вышележащими барремскими сопоставлялись с известняками Шушинского плато и относились к титону. Готеривский возраст их установлен исследованиями А. Г. Халилова, Г. А. Алиева и Р. Б. Аскерова (1968). Литологически готерив этих районов представлен серыми органогенно-обломочными, кристаллическими и песчанистыми известняками с включениями вулканогенных пород, залегающими на вулканогенную толщу верхней юры (кимеридж?) с базальным конгломератом в основании. Они содержат богатую фауну моллюсков и брахиопод: *Cumatoceras* cf. *pseudoelegans* (d'Orb.), *Hibolites subfusiformis* (Rasp.), *Oxytoma cornueliana* (d'Orb.), *Praelongithyris praelonga* (Sow.), *Sellithyris salevensis* (Log.), *Simphythyris neocomiensis* (Orb.), *Cyclothyris ardescica* (Jac. et Fall.).

Барремский ярус. Отложения баррема на Малом Кавказе были известны в пределах Кафанского антиклинория в бассейнах рек Базарчай и Охичай, а также в районе горы Бартаз. Отложения этого возраста прослежены также в Гочасском, Хузабиртском и Мартунинском синклинориях и в Агдамском антиклинории. Кроме того, возможно, баррем присутствует также в Тоурагачайском синклинории в составе мощной известняковой толщи, нижняя часть которой по фауне соответствует титону — берриасу, а средняя — готериву.

Отложения баррема представлены почти повсеместно в карбонатной фации. Иногда в основании баррема имеются базальные конгломераты.

В междуречье Базарчая и Окчичая нижняя свита баррема (зейвинская) представлена главным образом светло-серыми органогенными, оолитовыми, псевдооолитовыми и частично пелитоморфными песчанистыми известняками. В этой свите встречается богатая и разнообразная фауна: *Monopleura urgonensis* Math., *M. sulcata* Math., *M. imbricata* Math., *Agriopleura marticensis* Orb., *Pachytraga kafanensis* Renн., *Neithea dagestanica* Renнг., *Thamnastraea punctata* From., *Dimorphocoenia solomkoae* Vend., *Adelocoenia annae* (Voltz), *Columnocoenia ksiazkiewicki* Mor.

Верхняя свита баррема (ханагинская, 150 м) этого района выражена серыми с розоватым оттенком пелитоморфными, органогенными и кристаллическими известняками, часто содержащими желваки и прослой кремния. Из этой свиты приводятся следующие барремские виды: *Phylloceras milashewitscni* Kar., *Puzosia neumayri* Haug., *P. pontica* Kar., *Pulchellia ouachensis* (Coq.), *Barremites difficillias* (Orb.), *B. subdifficilis* (Kar.), *B. tenuicinctus* Sar. et Schönd., *B. strettetoma* (Uhl.), *Mesohibolites gagricus* Schwetz., *M. uhligi* Schwetz., *Platithyris moutini* (d'Orb.).

В районе сс. Агарек и Егвард, по данным А. Г. Халилова (1959), барремские отложения имеют следующий восходящий разрез:

1. На вулканогенных породах валанжин-готерива трансгрессивно залегают базальные конгломераты, гальки и валуны которых состоят из окатанных и полуокатанных обломков нижележащих изверженных пород, а цемент — из вулканогенного материала

2. Пачка серых песчанистых, местами брекчиевидных и пелитоморфных известняков с известковистыми туфопесчаниками в основании. Встречаются: *Cucullaea glabra fibrosa* (Sow.), *Cyprina bernensis* Leym., *Monopleura urgonensis* Math., *M. urgonensis dibrariana* Bog., *M. sulcata* Math., *Requienia*

50 м

<i>gryphoides</i> Math., <i>Agriopleura marticensis</i> (d'Orb.), <i>Pachytraga kafanensis</i> Reppg., <i>Neoptyxis fragilis</i> (Pčel.), <i>Ampullospira jawaschowi</i> (Toula)	70 м
3. Известковистые брекчии, переходящие выше в белесовато-серые песчаники	4,5 „
4. Серые псевдоолитовые известняки с пропластками розовато-серых плотных известняков	11,5 „
5. Серые, розоватые, местами песчанистые и глинистые, слоистые плотные известняки с <i>Ampullospira jawaschowi</i> (Toula), <i>Oonia</i> cf. <i>gigantea</i> Pčel., <i>Zcelleria tamarindus</i> (Sow.), <i>Praelongithyris</i> cf. <i>praelonga</i> (Sow.)	45 „
6. Желтоватые, розоватые толстослоистые песчанистые, местами псевдоолитовые известняки с <i>Neithea</i> cf. <i>atava</i> d'Orb.	35 „
7. Светло-серые, розоватые кристаллические, вверху органогенные известняки с крупными неринейями	15 „
8. Пачка чередований серых известковистых туфопесчаников, известковистых глин и пелитоморфных известняков	20 „
9. Пачка серовато-розовых и красных плотных, местами окремненных известняков с <i>Belbekella gibbsiana bedouliensis</i> (Jac. et Fall.), <i>B. goekterensis</i> Moiss., <i>Waldheimia</i> cf. <i>morrissi</i> Meyer	39 „
10. Серые, местами розовато-серые, толстослоистые кристаллические известняки с редкими прослойками кремния и <i>Mesohibolites</i> cf. <i>minaret</i> (Rasp.)	13 „

Эти пласты вверх по разрезу постепенно переходят в нижний апт.

На левобережье р. Аракса, в районах сс. Вежнали, Амирханлы и ст. Агбенд баррем (580 м) выражен глинистыми органогенными, местами песчанистыми известняками, переслаивающимися в низах с мергелями, аргиллитами и туфопесчаниками. Здесь встречены *Ampullospira jawaschowi* (Toula), *Metacerithium* cf. *renngarteni* (Pčel.), *Lacunossella eichwaldi* (Kar.), *Orbitolina bulgarica* Boul.

В Гочасском и Хузабиртском синклиориях отложения баррема в виде отдельных изолированных выходов установлены недавно А. Г. Халиловым, Г. А. Алиевым и Р. Б. Аскеровым. На северном борту первой структуры в окрестностях с. Доланлар обнажается небольшая часть (22 м) (рис. 12) карбонатно-терригенных отложений (нижняя часть разреза срезана тектоническим разрывом) с характерной верхнебарремской фауной: *Silesites seranonis* (Orb.), *Costidiscus* cf. *recticostatus* (Orb.). В Хузабиртском синклиории на западном склоне горы Тохкор, южнее с. Агджакенд, на готеривских известняках залегают органогенно-обломочные и кристаллические известняки и туфопесчаники (23 м) с нижнебарремской фауной: *Barremites biasalensis* (Kar.), *B. charrierianus* (Orb.), *B. psilotatus* (Uhl.), *Protetragonites srebrisulcatus* (Uhl.). В Мартунинском синклиории отложения баррема развиты в окрестностях сс. Каджар и Дилагарда, где они представлены толщей (96 м) светло-серых с розоватым оттенком кристаллических, органогенно-обломочных, иногда оолитовых известняков. Возраст их устанавливается по сопоставлению с таковыми соседних районов, а также нахождением скудной брахиоподовой фауны *Lacunosella moutoniana* (Kar.) *Platythyris karakaschi* (Moiss.).

В Агдамском антиклинории выходы барремских отложений образуют прерывистую полосу вдоль его северного крыла в окрестностях сс. Каракенд, Гюлаблы, Абдал, Шелли. Они представлены светло-серыми с розоватым оттенком органогенно-обломочными, кристаллическими и песчанистыми, часто окремненными известняками с включениями вулканогенных пород. В районе с. Каракенд в них обнаружен нижнебарремский комплекс аммонитов: *Barremites difficilis* (Orb.), *B. charrierianus* (Orb.), *B. psilotatus* (Uhl.), *B. cf. biasalensis* (Kar.), *B. cf. cassioides* (Uhl.), а у с. Абдал — нижнебарремский комплекс белемитов: *Duvalia grasiana* (Duv.-Jouve), *Hibolites subfusiformis* (Rasp.), *Mesohibolites uhligi* Schwetz.

Аптский ярус. Отложения аптского яруса на Малом Кавказе известны на крайнем юге — в пределах Кафанского антиклинория, Го-

часского и Хузабиртского синклиналиев. В северо-восточном крыле первой структуры в междуречье Базарчай и Охчичай апт представлен обоими подъярусами и хорошо охарактеризован фаунистически. В районах сс. Гуюдара-Хаштаб и Саралы-Хаштаб апт связан с верхним барремом постепенным переходом. Здесь нижний подъярус (280 м) представлен глинами, мергелями и песчаниками с характерной фауной: *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl., *D. dechyi* Pap., *Chelonicerias seminodosum* Sinz., *Ch. albrechtiaustriae* Hoh., *Pseudohaploceras metheroni* (Orb.), *Ancyloceras matheronianum* (Orb.), *Neohibolites ewaldi* (Stoll); *Aucellina caucasica* Buch., *Gaudryina neocomica* Chal.

Верхний апт (230 м) трансгрессивно перекрывает верхние горизонты нижнего апта, а в некоторых пунктах (гора Гартыз, с. Чардахлы

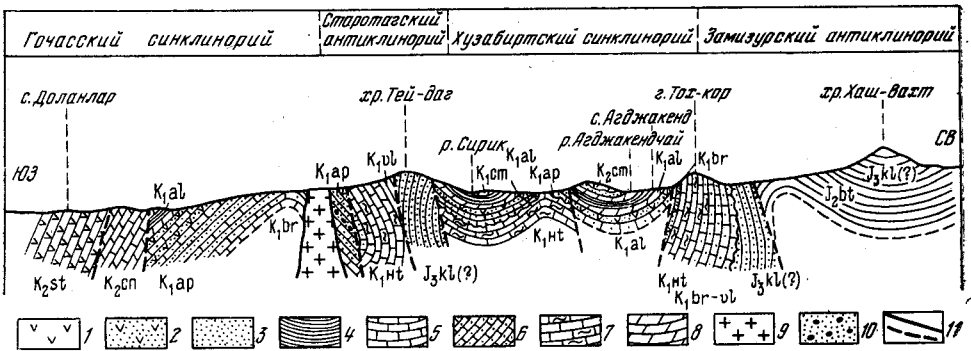


Рис. 12. Геологический разрез по линии с. Доланлар—р. Хаш-Вахт. Составил Г. А. Алиев
1 — туфы и туфогенные породы; 2 — туфопесчаники; 3 — песчаники, 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — песчанистые известняки; 7 — кремнистые известняки; 8 — мергели; 9 — интрузии; 10 — гравелиты; 11 — тектонический контакт

и др.) — баррем и валанжин-готерив. Он представлен туфопесчаниками, туфоконгломератами, мергелями и глинами, частично известняками. По всему разрезу встречается богатая фауна, в том числе руководящие и характерные виды: *Phylloceras hoffmani* Sim., *Salfaldiella gelmiensis* Reppng., *Epicheilonicerias martini* (Orb.), *Ep. martini caucasica* Anth., *Colombicerias tobleri* Jac. et Tobl., *C. tobleri discoidalis* Sinz., *C. subtobleri* Kasan., *C. crassicosatum* (Orb.), *C. gargasense* (Orb.), *Acanthoplites subpeltoceratoides* Sinz., *A. aschiltaensis* Anth., а также фораминиферы — *Globigerina* cf. *globigerinellinoides* Subb., *Cristellaria* ex gr. *navicula* Orb. В районе сс. Агарек, Егвард и Саралы-Хаштаб А. Г. Халиловым (1959) описан следующий разрез апта:

Нижний апт

1. На известняках баррема согласно залегает пачка чередований тонкозернистых песчаников и песчанистых мергелей с *Eupylloceras* cf. *subalpinum* (d'Orb.), *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.), *C. microcostatus* (Sim., Vac. et Sor.), *Chelonicerias* cf. *cornuelli* (d'Orb.), *Ancyloceras* cf. *waageni* Anth. . . . 13 м
2. Желтовато-серые слабопесчанистые пелитоморфные известняки 0,8 „

Перерыв

3. Серые известковистые глины с редкими пропластками песчаников 15 „
4. Желтовато-серые глинистые песчаники с *Chelonicerias* sp. ind. . . . 3 „
5. Гравелитовые песчаники с конгломератом (до 1 м) в основании 7 „
6. Слоистые известковистые песчаники 10 „
7. Палево-серые известняки и мергели с *Chelonicerias cornuelli* (d'Orb.), *Neohibolites ewaldi* Stoll. 2,5 „

8. Слоистые известковистые песчаники с <i>Deshayesites</i> cf. <i>dechy</i> Parp., <i>Aucellina caucasica</i> Buch.	3 м
9. Светло-серые известняки и песчанистые мергели	1 „
10. Серые глинистые песчаники	6 „

Верхний апт

11. Туфобрекчии, туфоконгломераты и грубозернистые туфопесчаники. В верхах имеются пропластки светло-серых известняков	49 „
12. Пачка чередований грубозернистых, гравелитовых и песчанистых известняков. Встречается богатая верхнеаптская фауна, в том числе <i>Tetragonites</i> cf. <i>duvalianus</i> (d'Orb.), <i>Desmoceras akuschaense</i> Anth., <i>Saynella splendens</i> (Sow.), <i>Epicheloniceras martini</i> (d'Orb.), <i>Colombiceras crassicostatum</i> (d'Orb.), <i>Neohibolites</i> cf. <i>wollemanni</i> Stoll., <i>Aucellina caucasica</i> Buch.	41 „
13. Грубозернистые, местами гравелитовые песчаники с прослоями песчанистых мергелей. К верхам песчаники переходят в конгломераты с крупными хорошо окатанными валунами песчаников, мергелей и порфиритов	20 „
14. Пачка светло-серых песчанистых мергелей и известковистых песчаников с <i>Tetragonites duvalianus</i> (d'Orb.), <i>Acanthoplites multispinatus</i> Anth., <i>Colombiceras tobleri discoidalis</i> Sinz., <i>Duvalia grasiana</i> (Duv. — Jouve), <i>Neohibolites semicanaliculatus</i> (Blainv.)	17 „
15. Средне- и крупнозернистые туфопесчаники с конгломератом в основании	5 „
16. Чередование светло-серых плотных мергелей и среднезернистых песчаников	19 „
17. Серые, тонкослоистые мергели с характерной верхнеаптской фауной <i>Phylloceras</i> cf. <i>hofmanni</i> Sim., <i>Euphyloceras</i> cf. <i>subalpinum</i> (d'Orb.), <i>Tetragonites duvalianus</i> (d'Orb.), <i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth., <i>Ac.</i> cf. <i>bigotii</i> Seun., <i>Colombiceras tobleri</i> Jac. et Tobl., <i>Epicheloniceras</i> cf. <i>tshernyschewi</i> Sinz., <i>Neohibolites</i> cf. <i>ewaldi</i> Stoll., <i>N.</i> cf. <i>semicanaliculatus</i> (Blainv.)	74 „

Выше по разрезу при постепенном переходе следуют песчаники нижнего альба.

В Гочасском синклинии аптские отложения впервые были обнаружены в районах сс. Доланлар и Сирик А. Я. Насировым, а затем были детально изучены А. Г. Халиловым, Г. А. Алиевым и Р. Б. Аскеровым. Эти отложения представлены в основном серыми, зеленоватыми мелкозернистыми туфопесчаниками, туфогравелитами, реже туфобрекчиями со слоями песчанистых и органогенных известняков и глинистых песчаников. В низах разреза обнаружены нижнеаптские головоногие: *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl., *Costidiscus paucanodosus* Reppg., *Duvalia grassiana* (Duv. — Jouve), в средней части — *Neohibolites inflexus* (Stoll.), а в верхах — *Neohibolites* cf. *ewaldi* Stromb. Эти отложения сверху постепенно переходят в терригенные породы нижнего альба, а в районе горы Тейдаг на них надвинута карбонатная толща готерива. Мощность апта здесь достигает 500 м.

В Хузабirtском синклинии в районе с. Сирик апт (15 м) трансгрессивно залегает на известняках готерива и представлен туфопесчаниками и песчанистыми известняками с нижнеаптским комплексом головоногих: *Pseudohaploceras matheroni* (d'Orb.), *Mesohibolites uhlidi* Schwetz., *M. fallauxi* Uhl., *M.* cf. *minaret* (Rasp.), *Neohibolites ewaldi* Stromb., *N.* cf. *montanus* Ak. Aliz., *N. involexus* Stoll.

В Агджакенском синклинии Сомхито-Агдамской зоны апт представлен нижним подъярусом, выраженным глинисто-песчанистыми отложениями (40—45 м). Верхняя часть его (копалонская свита) содержит растительные остатки и моллюсковую фауну: *Naricopsina munitus* (Forbes), *Vermetus* cf. *royanus* d'Orb., *Scalaria hautali* Woll., *Corbula elegantula* d'Orb.

Альбский ярус*. Отложения альба, особенно среднего и верхнего подъярусов, имеют весьма широкое распространение, встречаясь почти во всех прогибах Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской и

* Клансей рассматривается в составе альба.

Мисхано-Кафанской зон. При этом нижнеальбские отложения имеют весьма ограниченное распространение и известны в пределах Кафанского антиклинория, Гочасского и Сарыбабинского синклинориев. В Кафанском антиклинории в окрестностях с. Саралы-Хаштаб нижнеальбские отложения, по данным А. Г. Халилова (1959), имеют следующий разрез:

Нижний альб

- | | |
|---|--------|
| 1. Над мергелями верхнего апта согласно залегают серые средне- и крупнозернистые песчаники | 3 м |
| 2. Пачка чередований темно-серых мергелей, серых песчаников и желтовато-серых песчанистых известняков с <i>Acanthoplites</i> cf. <i>aschiltaensis</i> Anth., <i>Neohibolites andrusovi</i> Natz. | 50 „ |
| 3. Желтовато-серые мергели с прослойками глин, содержащих нижнеальбскую фауну <i>Acanthoplites aschiltaensis</i> Anth., <i>A. trautscholdi</i> Sim., Vac. et Sog., <i>A. multispinatus</i> Anth., <i>Hypacanthoplites</i> cf. <i>jacobi presula</i> Glasun. | 0,75 „ |
| 4. Светло-серые мергели со слоями серых туфопесчаников и переходящие выше в голубовато-серые глины | 35 „ |

Пласты трансгрессивно перекрываются отложениями коньякского яруса. Мощность нижнего альба здесь 84 м.

В районе горы Сарыбаба нижний альб представлен слоистыми пелитоморфными известняками (6 м), залегающими на карбонатных отложениях готерива и содержащими нижнеальбскую фауну *Aucellina aptiensis* (d'Orb.), Pomr., *A. nassibianzi* Sok., *A. caucasica* Buch. Нижнеальбские отложения присутствуют также на северном борту Гочасского синклинория на р. Чахмахчай, где в низах альбского разреза в туфопесчаниках (20 м) обнаружен *Acanthoplites aschiltaensis subangulata* Lurp.

В большинстве районов Малого Кавказа средний и верхний подъярусы альба тесно связаны между собой по литофациальному характеру. Они представлены в основном чередованием глин, мергелей, аргиллитов, туфопесчаников и туфоконгломератов, при этом главную роль в разрезах играют глины и аргиллиты. Эти отложения имеют широкое распространение в Гочасском и Хузабиртском синклинориях, где выходы их образуют прерывистую полосу, протягивающуюся от верховьев р. Тутхун на северо-западе до района г. Джебраила на юго-востоке.

Здесь наиболее полный разрез альба находится в районе г. Лачина, где, по данным А. Г. Халилова (1959), он представлен следующим разрезом:

Готерив

- | | |
|---|-------|
| 1. Толща серых плотных, местами окремненных известняков | 100 м |
|---|-------|

Средний альб

- | | |
|---|------|
| 2. Черные плотные мергели и темно-серые тонко- и среднезернистые песчаники с прослойками светло-серых грубозернистых туфопесчаников. Встречаются: <i>Neohibolites styliodes</i> Renng., <i>N. cf. spiniformis</i> Grimh., <i>N. cf. minimus</i> (List.) | 12 „ |
| 3. Темно-серые аргиллиты с редкими пропластками светло-серых туфопесчаников и темно-серых мергелей. Встречается среднеальбская фауна: <i>Puzosia mayoriana</i> (d'Orb.), <i>Neohibolites styliodes</i> Renng., <i>N. minimus</i> (List.), <i>Aucellina aptiensis</i> (d'Orb.), Pomr., <i>Inoceramus concentricus</i> Park., <i>In. cf. angulicus</i> Woods. | 50 „ |
| 4. Темно-серые мергели с прослойками желтовато-серых грубозернистых туфопесчаников с <i>Neohibolites</i> cf. <i>minimus</i> (List.), <i>N. gulistanensis</i> A. Khal. et Ak. Aliz., <i>Aucellina aptiensis</i> (d'Orb.), Pomr., <i>A. nassibianzi</i> Sok., <i>A. cf. gryphaeoides</i> Sow. | 40 „ |
| 5. Темно-серые мергели и аргиллиты с прослоями песчаников. Встречаются: <i>Aucellina sptiensis</i> (d'Orb.), Pomr., <i>A. nassibianzi</i> Sok., <i>A. renngarteni</i> Sok., <i>A. gryphaeoides</i> Sow. | 50 „ |

Верхний альб

6. Темно-серые мергели с пропластками песчаников. Встречена верхнеальбская фауна: *Mariella bergeri* (Brongn.), *Neohibolites* cf. *spiniiformis* Krimh., *Barbatia* cf. *narsanensis* Renng., *Aucellina aptiensis* (d'Orb.), Romp., *A. nassibianzi* Sok., *A. gryphaeoides* Sow., *Plicatula* cf. *inflata* Sow. 20 м
7. Пачка чередований темно-серых мергелей, аргиллитов и зеленовато-серых туфопесчаников с *Mariella bergeri* (Brongn.), *Neohibolites* cf. *stylioides* Renng., *Variamusium ninae* Karak., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux. 90 „
8. Чередование темно-серых мергелей, аргиллитов и серых среднезернистых песчаников. В мергелях встречаются: *Puzosia planulata* (Sow.), *Aucellina nassibianzi* Sok., *A. Gryphaeoides* Sow., *A. cf. parva* Stoll., *Plicatula gurgilis* Pict. et Roux, *Haustator vibrayena* (d'Orb.) 56 „
9. Зеленовато-серые грубозернистые песчаники 3 „

В Севано-Карабахской зоне альбские отложения представлены в основном средним и верхним подъярусами, известны в Сарыбабинском, Тоурагачайском и Мартунинском синклиниях. В пределах этих структур наряду с мергельно-глинистыми отложениями существенную роль в разрезах играют туфопесчаники, туфоконгломераты и туфобрекчии. Мощность альба здесь 100—645 м.

В пределах Сомхито-Агдамской зоны (Мардакертский, Агджакендский и Казахский синклинии) в разрезах альба существенную роль играют туфопесчаники и туфоконгломераты. Мощность альба в этих районах изменяется в пределах от 30 до 300 м.

Альбские отложения Малого Кавказа содержат богатую моллюсковую фауну, из которой для среднего альба следует отметить *Hoplites hexagonalis* Lupp., *Turrilites catenatus* d'Orb., *Neohibolites minimus* (List.), *N. pinguis* Stoll., *Puzosia quenstedti* (Par. et Bonar.), а для верхнего альба — *Puzosia communis* Spath., *Pervinquieria inflata* (Sow.), *P. symmetrica* Fitt., *Hysterocheras binum* (Sow.), *H. orbigny* Spath, *H. carinatum* Spath, *Mariella bergeri* (Brongn.), *Parahibolites pseudodivalia* Sinz. (рис. 13).

Верхний мел

Верхнемеловые отложения на Малом Кавказе широко распространены и местами достигают большой мощности. Они представлены в вулканогенной, туфогенно-осадочной, терригенной и карбонатной фациях, развитых в пределах Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской и Араксинской тектонических зон. Наличие в них обильного палеонтологического материала позволяет выделить в этом отделе все семь ярусов, внутри которых можно различать более дробные стратиграфические подразделения, в основном совпадающие с подъярусами принятой унифицированной геохронологической шкалы.

Сеноманский ярус. Отложения сеноманского яруса имеют на Малом Кавказе несколько более ограниченное распространение, чем это считалось ранее. Выделенные во многих пунктах ранее сеноманские отложения в настоящее время на основании богатого фаунистического материала отнесены к коньякскому ярусу. В пределах Сомхито-Агдамской зоны отложения сеномана отмечены в пределах Казахского синклиория (районы сс. Кущи-Айрум и Котигех), где представлены маломощными туфопесчаниками с *Exogyra praecolumba* Atab.

На большом протяжении от Таузского синклинального прогиба до Агджакендского синклиория отложения сеноманского яруса отсутствуют. Они вновь появляются лишь в Мардакертском прогибе. Вначале они прослеживаются на юг через сс. Люлясаз и Мингрельское к с. Мохратаг. Сеноманские отложения здесь обычно согласно следуют за верхним альбом. Литологически они представлены разнозернистыми песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами с *Nautilus muniteri* Choff.,

Aptyxiella posthuma Pčel., *Actaeonella ornata* Pčel., *Trochactaeon ornatus* Pčel., *Amphidonta columba plicatula* Lam., *Am. columba* Lam. и др.

Общая мощность сеномана достигает 40 м. Фаунистически охарактеризованные сеноманские отложения развиты также в пределах Мартунинского синклинория. Здесь в районах сс. Нахичеваник, Агбулаг, Гаров, Нинги и др. они представлены желтовато-серыми, темно-серыми известковистыми, местами глинистыми песчаниками с обильной фауной: *Hyphoplites falcatus* Mant., *Trochactaeon caucasicus* Pčel., *Neitheia quinquecostata* Sow., *Exogyra conica* Sow., *Ex. columba* Lam. и др.

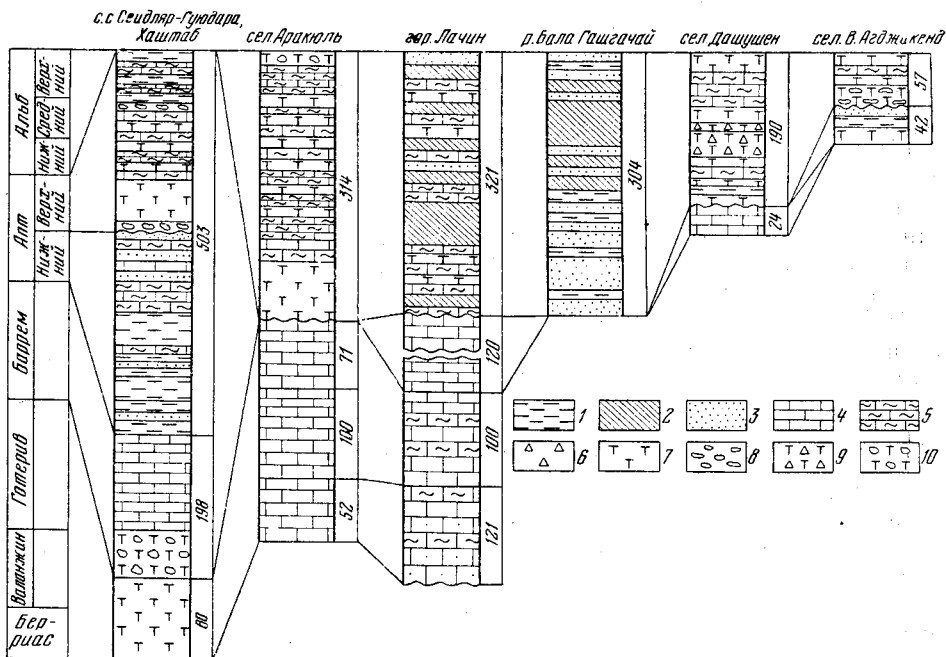


Рис. 13. Схематические разрезы нижнемеловых отложений Малого Кавказа (Азербайджан)

1 — глины; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — мергели; 6 — брекчии; 7 — туфы; 8 — конгломераты; 9 — туфобрекчии; 10 — туфоконгломераты

Широко развиты отложения сеномана в пределах Севано-Карабахской зоны, где они выполняют Тоурагачайский, Сарыбабинский, Хузартский и Гочасский меловые прогибы.

В пределах Тоурагачайского синклинория они отмечены в районах сс. Умутлы, Атерк, Агдаван, Багирлы, Камышлы и др. По данным О. Б. Алиева и Х. Алиуллы, эти отложения подразделяются на два подъяруса (рис. 14).

Нижний сеноман, представленный чередованием темно-серых глин и аргиллитов, несогласно налегает на карбонатные отложения нижнего мела, имея мощность 130—275 м. Он характеризуется присутствием *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Puzosia dschumiensis* (Sim., Bac. et Sor.), *Hyphoplites falcatus* (Mant.), *H. costatus* Wrigth, *Neohibolitoides ultimus* Orb., *N. subtilis* (Krimh.) и др.

Отложения верхнего сеномана мощностью 95—171 м выражены известковистыми глинами и аргиллитами с прослоями песчаников и известняков. Из этих отложений собраны *Acanthoceras* cf. *rhotomagense* Defr., *Puzosia dschumiensis* (Sim., Bac. et Sor.), *Holcoscaphites*

aequalis (Sow.), *Haustator obscuricostatus* Pchel., *H. caucasicus* Pchel., *Itruvia caucasica* Pchel. и др.

В 1 км севернее с. Агдаван на известняках нижнего мела, по данным О. Б. Алиева и Х. Алиюлла, залегают:

Нижний сеноман

1. Чередование известковистых глин и аргиллитов с редкими прослоями мергеля. Отсюда определены: *Spiroplectamina gandolfi* Carb., *Quinqueloculina antiqua* (Franke), *Gyroidina nitida* (Reuss), *Anomalina cuvillieri* Carb., *Cibicides kerisensis* Vass. и др.

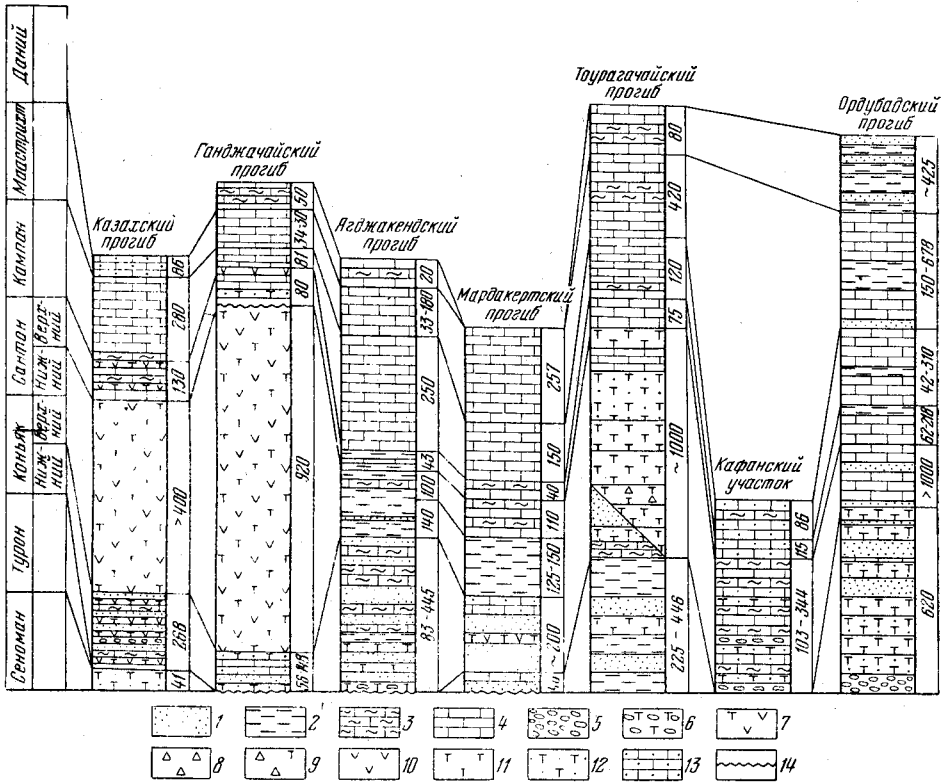


Рис. 14. Сопоставление разрезов верхнемеловых отложений Малого Кавказа. Составил Р. Н. Мамедаде

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — мергели и известняк; 4 — известняки; 5 — конгломераты; 6 — туфоконогломераты; 7 — туфопорфириты; 8 — брекчии; 9 — туфобрекчии; 10 — порфириты; 11 — туфы; 12 — туфопесчаники; 13 — песчаные известняки; 14 — несогласное залегание

- В верхней части пачки найдены *Puzosia cf. dschumiensis* (Sim. Vasc. et Sor.), *Mantelliceras cf. mantelli* (Sow.), *Inoceramus cf. crippsi* Mant. и др. 60 м
- 2. Чередование слабопесчаных глин и аргиллитов с прожилками кальцита с *Gyroidina nitida* Reuss, *Anomalina cuvillieri* Carb., *Praeglobotruncana stephani* Gand. и др. 80 „
- 3. Пачка глин и аргиллитов, известковистых песчаных оскольчатых с комплексом характерной микрофауны 42 „

Верхний сеноман

- 4. Чередование глин и аргиллитов. В них обнаружены *Anomalina vesca* (Bukova), *A. berthelini* Keller, *A. cuvillieri* Carb., *Thalmaninella appenninica* (Reuz.), *Rotalipora cushmani* (Morg.) и др. 38 „
 - 5. Пачка чередования глин и песчаников с характерной микрофауной. 103 „
- Общая мощность разреза 323 м.

Широко развиты отложения сеномана в пределах Сарыбабинского синклиория. По данным Э. Ш. Шихалибейли (1964₂), М. М. Алиева, О. Б. Алиева и Х. Алиуллы (1966), они прослеживаются вдоль южного крыла этого синклиория от верховьев правого Алякчинского притока р. Ишханчай на востоке до левобережья р. Караханчай у с. Башлыбель на северо-западе. Они состоят из конгломератов, гравелитов, разнообразных песчаников, мергелей и аргиллитов; залегают обычно несогласно на отложениях альба. Мощность их колеблется от нескольких десятков до 400 м. В различных пунктах собраны: *Schloenbachia* cf. *varians* Sow., *Puzosia planulata* (Sow.), *Neohibolites ultimus* Orb., *Inoceramus crippi* Sow., *Amphidonta columba plicatula* Lam. и др.

В пределах Хузабертского синклиория отложения сеномана в основном размыты туронской трансгрессией и представлены нижним подъярусом. Встречены они в окрестностях сс. Хузаберт, Аракюль и Мюлькидара и представлены песчаниками, аргиллитами и мергелями, несогласно залегающими на отложениях альба с общей мощностью около 60—70 м. Здесь обнаружены *Amphidonta columba plicatula* Lam., *Am. columba charpei* Bayle, *Actaeonella kurdistanica* K. Aliev, *Act. agdjakendensis* K. Aliev. и др.

Туронский ярус. В последние годы вопрос о присутствии турона на Малом Кавказе является спорным.

Еще в 1859 г. Г. В. Абиx палеонтологически обосновал раннесенонский возраст широко развитой в указанной области вулканогенно-осадочной толщи. В 1934 г. К. Н. Паффенгольц, исследуя междуречье Дебетчая и Акстафачая, отнес указанную вулканогенную толщу к нижнему турону. Этот вывод был сделан им по региональным соображениям, основанным на предположении об одновозрастности толщи белых слоистых пелитоморфных известняков Большого Кавказа, начинающихся с верхнего турона и эквивалентных всему сенону, и Малого Кавказа. Кроме того, по мнению К. Н. Паффенгольца, вулканогенная толща должна была соответствовать так называемой свите «мтавари» также вулканогенного происхождения, отнесенной Б. Ф. Меффертом в Западной Грузии к турону. В дальнейшем мнения К. Н. Паффенгольца о нижнетуронском возрасте вулканогенно-осадочной толщи Малого Кавказа придерживались многие геологи.

В настоящее время после проведения тщательных палеонтологостратиграфических исследований В. П. Ренгартеном, А. А. Атабекяном, Р. Н. Мамедзаде, О. Б. Алиевым, Х. Алиуллы и др. доказан раннесенонский возраст указанной толщи.

Достоверные выходы туронских отложений на Малом Кавказе кроме Араксинской тектонической зоны встречены лишь в ограниченных пунктах. В пределах Мартуинского синклиория в осевой полосе Шушикендской синклинали у с. Дашушен В. П. Ренгартен (1959) выделяет толщу грубослоистых органогенно-обломочных известняков мощностью до 80 м, прослеженных над верхним альбом и сеноманом. Отсюда исследователем собрана фауна, указывающая на присутствие здесь отложений нижнего турона: *Caprinula* cf. *sharpei* Choff., *C.* cf. *orbignyi* Sharpei, *Radiolites peroni* Choff., *Durania arnaudi* Choff., *D. mortoni* Mont., *Septifer lineatus* Sow.

М. М. Алиев, О. Б. Алиев и Х. Алиуллы (1966) отмечают присутствие турона в верховьях р. Тутхун, в бассейне р. Далидагсу и в районе с. Човдар, где он представлен чередованием аргиллитов, мергелей и конгломератов с *Stensioina praeexculpta* (Kell.), *Anomalina berthelini* Kell., *Ituruvia cycloidea* Pchel., *I. armenica* Pchel., *Caprinula* cf. *boissyi* Orb. и др.

В Гадрутской синклиналильной полосе отложения турона выделены М. М. Алиевым и др. (1958) в 2 км северо-западнее с. Кемракуч. Здесь они представлены 145 м чередованием известковистых аргиллитов, песчаных мергелей и туфоконгломератов. В них обнаружены: *Inoceramus incostans* Woods, *In. mytiloides* Mant., *Astarte similis* Münst., *Haustator* cf. *subfittoni* Pchel. и др.

В Джебраилском районе А. Г. Халиловым, Г. А. Алиевым и Р. Б. Аскеровым (1967) на водоразделе рек Чайлах и Чаймахчай снят разрез фаунистически охарактеризованных туронских отложений общей мощностью 150 м. Они здесь трансгрессивно залегают на сеномане, разрез их может быть представлен в следующем виде:

1. Пачка туфоконгломератов. На поверхности пачки выступают отдельные останцы из неокатанных глыб обломочных известняков и известковистых конгломератов. Цемент представлен среднезернистыми туфопесчаниками и содержит *Oligoptyxis turricula* Pchel., *O. robusta* Pchel., *Itruvia armenica* Pchel., *I. cycloidea* Pchel., *Actaeonella armenica* Pchel., *Radiolites peroni* Choff., *R. armenicus* Reppg. и др. 35—40 м
2. Чередование тонко- и мелкозернистых туфопесчаников и аргиллитов, реже плотных песчаных известняков. В пачке туфопесчаники преобладают 65—70 ..

Широкое распространение имеют отложения туронского яруса в пределах Араксинской зоны на территории Нахичеванской АССР. Здесь они, по данным Ш. А. Азизбекова (1961) и Р. А. Халафовой (1967), фаунистически хорошо подразделяются на два подъяруса.

Нижнетуронские отложения распространены в бассейне р. Джагрычай, в районах сс. Гюлистан, Азнабюрт, а также по левобережью р. Аракса от Джульфинского ущелья до г. Ордубада, в районе ст. Неграм и сс. Кетам и Килит. Начинаются они обычно мощными (25—50 м) базальными конгломератами и песчаниками, трансгрессивно залегающими на среднеюрских отложениях. Выше по разрезу следует вулканогенно-осадочная толща, мощность которой, по данным Ш. А. Азизбекова (1961), в районе с. Кетам составляет 420 м; представлена она порфиритами, туфами и туфопесчаниками. В верхах этой толщи среди туфопесчаников, известковистых песчаников с прослоями известняков Р. А. Халафовой собраны характерные нижнетуронские окаменелости: *Acanthoceras palastinense* Blan., *Actaeonella ovata* Pchel., *Plesioptygmatis olisiponensis* Sharpe, *Haustator subnodosus* Pchel., *Radiolites peroni* Choff., *Durania martoni* Mant., *D.* cf. *araxena* Reppg., *Inoceramus hercynicus* Petr., *In. labiatus* Schloth. и др.

Верхнетуронские отложения широко развиты в районе сс. Авуш, Хачик, Ахура, Билага, Гюлистан, Ашагы Бузгов на северо-западе и в Ордубадском районе. Верхний турон здесь, достигающий местами 200 м мощности, представлен в терригенной, туфогенной и реже в карбонатной фациях и содержит: *Baculites bohemicus* Fr. et Schl., *Calligoniceramus woolgari* Mant., *Plesioptygmatis armenica* Pchel., *Inoceramus striato-concentricus* Gümb., *In. hercynicus* Petr., *In. woodsi* Boehm., *In. lusatae* And. и др.

Коньякский ярус. Коньякские отложения на Малом Кавказе имеют широкое распространение в Сомхито-Агдамской и Араксинской тектонических зонах и сравнительно меньше распространены в пределах Севано-Карабахской зоны.

Во многих изученных разрезах их удается подразделить на два подъяруса — нижний и верхний. Однако в некоторых случаях границу между верхней частью коньяка и подошвой сантона в настоящее время провести не представляется возможным, и отложения верхнего коньяка — нижнего сантона местами рассматриваются совместно.

Отложения нижнего коньяка Казахского прогиба выражены чередованием известняков, песчаников, туфопесчаников и мергелей. Они обычно трансгрессируют на отложения юры и лишь в районе с. Куши-Айрум залегают на сеномане. Мощность их в районе с. Верхние Оксюзлю достигает 268 м. В них обнаружены *Baculites incurvatus* Duj., *Haustator kurdistanensis* Pčel., *H. rigidus* Sow., *Trochactaeon obtusus* (Zek.), *Protocardia hillana* Sow., *Inoceramus koeneni* Müll., *Amphidonta columbaesimilis* Renng.

Указанные отложения согласно перекрывают комплекс верхнеконьяк-нижнесантонских отложений. В Акстафинском районе к ним относится мощная толща (более 400 м) туфоконгломератов, туфобрекчий и туфов с многочисленными потоками диабазовых порфиритов. В долине р. Таузчай в верхней части разреза появляются толстослоистые аргиллиты и голубые витрокластические туфы.

Отложения верхнего коньяка — нижнего сантона Казахского прогиба содержат *Plesioptygmatis bicincta* (Bronn.), *Actaeonella crassa* Duj., *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Vaccinites praesulcatus* Douv., *Radiolites galloprovincialis* Math., *Durania bertholoni* Perg., *Inoceramus cardissoides* Goldf. и др.

В Ганджачайском, Агджакендском и Мардакертском прогибах отложения нижнего коньяка трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании перекрывают разные горизонты вулканогенной средней юры, вулканогенно-осадочной серии верхней юры и осадочной толщи нижнего мела и сеномана. Литологически они представлены известковистыми песчаниками, туфопесчаниками, глинами, туфами и конгломератами. В указанных прогибах из отложений нижнего коньяка собраны *Neogaudriceras denseplicatum* Jimb., *Haustator kurdistanensis* Pčel., *Plesioptygmatis bicincta* (Bronn.), *Actaeonella gracilis* Pčel., *Trigonoarca quadrans* Renng., *Inoceramus glatziae* And., *In. lusatae* And., *In. wandereri* And. и др. Мощность нижнеконьякских отложений в Ганджачайском прогибе варьирует от 56 до 148 м, в Агджакендском — от 83 до 445 м.

В Ганджачайском прогибе указанные отложения перекрываются мощной вулканогенной толщей верхнего коньяка — нижнего сантона, достигающей 920 м мощности. Представлена эта толща различными порфиритами и их вулканокластами с редкими прослоями песчаников и известняков и содержит *Radiolites galloprovincialis* Math., *Campanile* cf. *armenicus* Pčel. и комплекс нижнесантонских фораминифер.

В пределах Агджакендского (в окрестностях сс. Гюлистан и Мадагиз) и Мардакертского (сс. Мадагиз, Мохратаг и др.) прогибов выделяются фаунистически обоснованные отложения верхнего коньяка. Они согласно залегают на нижнеконьякских отложениях и выражены глинами, песчаниками, туфопесчаниками, гравелитами и мергелями. Мощность их колеблется в пределах 125—150 м. Эти отложения содержат *Inoceramus involutus* Sow. и комплекс верхнеконьякских *Valvulineria cretacea* (Carsey), *Vaginulina vassilenkoae* Alijulla, *Heterohelix striata* (Ehrenberg), *Anomalina costulata* (Magie) и др.

Отложения коньякского яруса мощностью 75—147 м в пределах Мартунинского прогиба констатированы в районах сс. Сардарашен, Пирджамал, Агбулаг, Хнушинак, Нинги и Гиши. Они выражены известковистыми и песчанистыми глинами, глинистыми песчаниками и мергелями, несогласно залегающими на отложениях верхней юры и сеномана. Отсюда О. Б. Алиевым (1965) определены *Drepanochilus subcostae* Pčel., *Dr. complexus* Pčel., *Rostellinda fusioidea* Pčel., *R. subdalli* Pčel., *Trigonoarca quadrans* Renng., *Cardium transcasicum* Bobk., *Pecten virgatus* Nilss., *Glycimeris sublavis* Sow. и др.

В районе с. Хнушинак, по данным Х. Алиюллы (1967_{1, 2}), на фаунистически охарактеризованных глинах сеномана с конгломератом в основании залегает мергельная глинистая толща коньякского яруса, представленная:

1. Пачка конгломератов	7 м
2. Чередование известковистых глин, мергелей и известняков с редкими прослоями песчаников с <i>Marsonella oxycora</i> (Reuss.), <i>Globotruncana linneiana</i> (Orb.), <i>Gl. lapparenti</i> Brotz.	55 „
3. Пачка туфопесчаников и туфобрекчий	10 „
4. Мергели с характерной микрофауной	3 „
Мощность разреза 75 м.	

В Тоурагачайском синклинории, в окрестностях с. Атерк, О. Б. Алиеву (1965_{1, 2}) удалось выделить отложения коньякского яруса в осадочной фации. Они здесь выражены глинистыми грубозернистыми туфопесчаниками, мергелями и реже глинами. Коньякский возраст их устанавливается по присутствию *Helicaulax pcelinzevi* O. Aliev, *Drepanocutilus subcostae* Pčel., *Isocardia karabakhensis* Bobk., *Trigonoarca quadrans* Renng., *Pinna cretacea* Schloth., *Camptonectes curvatus* Gein. и др.

На большей же части территории Тоурагачайского синклинория широкое распространение получили вулканогенно-осадочные образования коньяк-нижнесантонского возраста, прослеживающиеся от верховьев р. Гянджачай (приток Зинджирли) в юго-восточном направлении к верховьям рек Левчай, Мейданчай и Тоурагачай. Представлены они различными порфиристыми покровами, их туфами и туфобрекчиями. В толще встречаются сильно перемятые слои аргиллитов и известняков. Указанная толща обычно трансгрессивно залегает на фаунистически охарактеризованных нормально-осадочных слоях сеноманского яруса. Часто в основании их наблюдаются туфоконгломераты. Верхний возрастной предел вулканогенно-осадочной толщи устанавливается залеганием на них фаунистически охарактеризованных отложений верхнего сантона. Мощность коньяк-нижнесантонских отложений в указанном прогибе достигает 1000 м.

Далее разрез коньякских отложений фиксируется в пределах Хузбертской синклинали, в районе г. Джебраила, где он представлен толщей известняков с примесью вулканогенного материала и с прослоями серых мергелей (120 м). В этой пачке В. П. Ренгартеном (1959) обнаружен коньякский *Inoceramus crassus* Petg.

Широко распространены коньякские отложения вдоль северо-восточного крыла Кафанского антиклинория. В бассейне р. Базарчай наиболее полные разрезы их наблюдаются у сс. Восточные Емазлы, Аликулишагы и на склонах гор Кара-Кузей и Чурчур. Они представлены толщей конгломератов, туфопесчаников, песчаных известняков и мергелей, мощность которых изменяется от 103 до 344 м. Отсюда собраны и определены *Peroniceras tricarinatum orientalis* Renng., *Hausator kurdistanensis* Pčel., *Actæonella gracilis* Pčel., *Vaccinites prae-sulcatus* Douv., *Durania bertholoni* Petg., *Inoceramus kleini* Müll., *Neithea shawi* Petg. и др.

В Араксинской зоне коньякские отложения по сравнению с туроном пользуются более широким распространением. Они наблюдаются в районах сс. Ануш, Хачик, Билага, Гюлистан и др. на северо-западе Нахичеванской АССР, а на юго-востоке — в районе сс. Килит, Кетам, в нижнем течении Неграмчая и в Джульфинском ущелье Р. А. Халафовой (1967) они подразделяются на два подъяруса. Отложения нижнего коньяка, представленные песчанистыми известняками с прослоями алевролитов и песчаников, содержат *Baculites bohemicus* Fr. et Schf.,

Vaccinites praesulcatus Douv., *Inoceramus schloenbachi* Boehm, *In. seitzii* And., *In. woodsi* Boehm, *In. lusatae* And., *Conulus subconulus* Orb. и др. Верхнеконьякские известняки с редкими прослоями алевролитов, мергелей включают следующую фауну: *Inoceramus involutus* Sow., *In. crassus* Petr., *In. percostatus* Müll., *In. renngarteni* Bod., *In. stilley* Heinz., *In. subhercynicus* Eg., *Micraster coranguinum* Klein, *Cardiotaxis bicarinatus* Orb.

Сантонский ярус. Отложения сантонского яруса, часто отделимые от коньякских, имеют развитие обычно в тех же районах, что и отложения коньякского яруса. Во многих пунктах Малого Кавказа они подразделяются на нижний и верхний подъярусы.

В Казахском и Ганджачайском прогибах на описанные выше вулканогенно-осадочные отложения верхнего коньяка — нижнего сантона трансгрессивно налегают палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего сантона мощностью до 130 м. Представлены они туфо-песчаниками, мергелями, мандельштейновыми базальтами с прослоями бентонитовых глин. В Таузском районе в их составе немалое место занимают мергелистые известняки.

Отложения верхнего сантона характеризуются присутствием *Plesioptygmatis bicincta* Gronn., *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Pl. exogyra* Reuss., *Radiolites angeoides* Pic. de Lap., *Neitheia regularis* Schl., *N. sexcostata* Woods.

Отложения нижнего сантона констатированы в Агджакендском и Мардакертском прогибах, где они представлены в основном глинами с подчиненными прослоями мергелей и песчаников. Они согласно залегают на отложениях верхнего коньяка и имеют мощность до 110 м. Перекрываются они пачкой чередующихся мергелей, известняков и глин верхнего сантона.

У с. Верхний Агджакенд, в балке Цимхадзор, выходящей к р. Гераньчай, О. Б. Алиевым (1967) прослежен разрез сантона; схематически представленный:

Нижний сантон

1. Разноцветные глины с прослойками мергеля и песчаника. Отсюда обнаружен, по определениям Х. Алиюллы, нижнесантонский комплекс микрофауны *Gumbelina santonica* Agal., *Parella whitei* Brotz., *Anomalina anomalinoidea* (Brotz.)

2. Песчаники с частыми включениями хорошо окатанных галек 90 м

Верхний сантон

3. Туфоконгломераты с гальками изверженных и метаморфических пород 8 м

4. Известняки тонкослоистые, плотные с *Inoceramus goldfussi* Orb., *In. decipiens* Zitt., *In. frechi* And. 35 м

Общая мощность сантона здесь 143 м.

В Мартунинском прогибе, по данным Х. Алиюллы (1967_{1,2}), отложения сантона, обнажающиеся в районах сс. Нахичеваник, Агбулаг и Кагардзи, фаунистически подразделяются на два подъяруса. Нижний сантон, имеющий мощность до 31 м, представлен песчанистыми глинами, мергелями и известняками с *Discorbis anellus* Alijulla, *Globigerina chalitovi* Alijulla, *Heterohelix santonica* (Agal.). Известняки и мергели верхнего сантона заключают *Inoceramus balticus* Boehm, *Globotruncana subarca* Alijulla, *Heterohelix plana* (Cushman) и др.

В северном борту Сарыбабинского прогиба на вулканогенно-осадочную толщу коньяк-нижнесантонского возраста (см. коньякский ярус) согласно налегают отложения верхнего сантона, выраженные толсто-слоистыми известняками и мергелями, содержащие *Inoceramus cf. balticus* Boehm, *In. decipiens* Zitt. и комплекс верхнесантонских фораминифер *Stensioina exculpta* (Reuss), *Globotruncana venticosa* (White), *G. subarca* Al. и др. Мощность верхнего сантона не превышает 75 м.

В районе с. Зерти, в 4 км северо-западнее г. Лачина, по данным В. П. Ренгартена и В. И. Славина, выделяется вулканогенно-осадочная толща нижнего сантона, представленная 830-метровой толщиной туфопесчаников, туфобрекчий, туфов с *Orbignya microstyla* Dow., *Lima (Plagiostoma) marticensis* Math., *Neithea regularis* Schloth. var. *subaequicostata* Müll. и др. По левобережью р. Акеры, выше г. Лачина, выделены отложения верхнего сантона общей мощностью до 170—180 м. Они представлены конгломератами, органогенно-обломочными известняками и туфопесчаниками с *Plagiptychus sevanensis* Renng., *Cardium subproductum* Thom. et Renng., *Ptychodonta vesicularis* Lam. и др.

В пределах Хузабертского синклиория наиболее полный разрез сантонских отложений фиксируется в окрестностях г. Джебраила. Нижний сантон представлен здесь мощной свитой (527 м) туфоконгломератов, туфопесчаников, порфиритов и туфов. Перекрывающая ее трансгрессивно вулканогенно-осадочная толща верхнего сантона мощностью около 250 м содержит *Radiolites* cf. *galloprovincialis* Math., *Exogyra lateralis* Nilss., *Neithea alpina* Orb., *N. quadricostata* Sow., *Patella inconstans* Gein.

В бассейне р. Базарчай отложения сантонского яруса, по В. П. Ренгартену, в районе с. Татев на горе Чурчур (мощностью до 115 м) представлены туфобрекчиями, туфопесчаниками и туфами. Из туфопесчаников В. П. Ренгартеном (1959) и др. собраны *Protocardia hillana* Sow., *Trigonia tatevensis* Mordv., *Tr. scabra* Lam., *Tr. turkestanensis* Arkh.

В Нахичеванской АССР сантонские отложения зафиксированы в тех же пунктах, что и коньякские. Мощность их изменяется, по данным Ш. А. Азизбекова (1961), от 62 м у с. Билага до 218 м у с. Гюлистан. Литологически сантонские отложения представлены известково-мергельной толщей на северо-западе Нахичеванской АССР и флишевым чередованием на юго-востоке. Приводимый отсюда фаунистический комплекс содержит *Radiolites galloprovincialis* Math., *Inoceramus subquadratus* Schlüt., *In. dariensis* Moskv., *In. lobatus* Müll., *In. decipiens* Zitt., *In. cycloides* Wegn., *Isomicraster senonensis* Lamb.

Кампанский ярус. Отложения кампанского яруса широко распространены в пределах Сомхито-Агдамской зоны. Они, составляя значительную часть верхнего сенона области, в основном представлены белесоватыми, светло-серыми, желтоватыми и реже зеленоватыми или розоватыми тонко- и толстослоистыми известняками с пропластками и прослоями мергелей и бентонитов. В известняках часто встречаются конкреции, стяжения или линзовидные прослои кремня. В основании свиты часто наблюдается горизонт так называемых красных известняков, содержащих нижнекампанские иноцерамы и ежи. В Мартунинском прогибе в нижней половине кампана констатированы вулканогенные образования, которые местами чередуются с розовыми, серыми пелитоморфными известняками.

Мощности кампанских отложений колеблются в широких пределах — от 81 м в Ганджачайском прогибе до 400 м в Мартунинском. Кампанские отложения хорошо палеонтологически охарактеризованы и в большинстве пунктов их удается подразделить на два подяруса.

Нижний кампан характеризуется наличием *Pachydiscus stanislapolitanus* Lomn., *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev, *In. pronus* Renng., *In. tausensis* Aliev, *Micraster schroederi* Stoll., *M. coravium* Posl.

Верхний кампан содержит *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense* Schl., *Inoceramus regularis* Orb., *In. lingua* Goldf., *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Galeola papillosa* Klein и др.

Р. Н. Мамедзаде (1967) на левобережье р. Джагирчай, против г. Шамхора на горе Агдаг, выше отложений сантона, представленных мергелями, туфами и туфопесчаниками, зафиксирован следующий разрез кампана:

Нижний кампан

1. Известняки с прослоями красных песчаных известняков	23 м
2. Известняки мелоподобные, пелитоморфные. В них обнаружены <i>Micraster schröderi</i> Stoll. и <i>Inoceramus</i> sp.	28 „
3. Известняки яснослоистые с редкими прослоями зеленовато-серого мергеля с <i>Micraster</i> sp.	43 „

Верхний кампан

4. Известняки глинистые тонкослоистые с тремя прослоями бентонитовых туфов. В верхах пачки встречаются прослойки слабопесчаных известняков. Встречены <i>Hoplitoplacenticeras coesfeldiense</i> Schlüt. и <i>Pachydiscus levyi</i> Gross.	38 „
Мощность разреза 132 м.	

В Сарыбабинском и Тоурагачайском синклинориях палеонтологически охарактеризованные отложения кампанского яруса известны в районах с. Джомарт, г. Калабойны, устья р. Буланых и восточнее с. Джамилли. Литологически они выражены чередованием толстослоистых пелитоморфных известняков и мергелей с тонкими прослоями рыхлых известняков, согласно залегающих над верхним сантоном. Возраст их устанавливается по присутствию *Inoceramus balticus* Böhm, *In. regularis* Orb., *Micraster schröderi* Stoll. и комплексом характерных фораминифер.

Мощность кампана составляет здесь 220 м. Далее отложения кампанского яруса выделены в Джебрайльском районе В. П. Ренгартеном (1959) на склонах горы Георду-баба. Здесь они представлены толщей органогенно-обломочных и пелитоморфных известняков с прослоями песчаников и мергелей (710 м). Окаменелости, определяющие кампанский возраст отложений, представлены: *Inoceramus decipiens* Zitt., *In. sarumensis* Woods, *Echinocorys ovatus* Leske и др. Эта полоса выходов кампанского яруса в описываемой фации прослеживается вдоль левобережья р. Акера до с. Дагтумас и несколько далее на запад.

В пределах Гочасского синклинория в 10 км к северо-западу от г. Лачина на горе Гочас обнажается толща органогенно-обломочных известняков (142 м), которая может быть, по мнению В. П. Ренгартена, отнесена к кампану. В этом же синклинории на правом берегу р. Гочасчай на юго-западном крыле антиклинали в районе сс. Алхаслы, Агбулак, Шейланлы, Котос и Шаркар, по данным Э. Ш. Шихалибейли (1964₂) и О. Б. Алиева, кампанский ярус представлен обломочно-органогенными известняками, пелитоморфными известняками и мергелями с *Inoceramus regularis* Orb., *In. balticus* Böhm, *Micraster schroederi* Stoll. и др. Мощности их до 300 м.

Отложения кампанского яруса выделены также на северо-восточном крыле Кафанского антиклинория вдоль левобережья р. Базарчай и юго-восточнее. В районе с. Аликулиушагы к ним может быть отнесена 46-я пачка чередования известняков и мергелей, выступающих из-под мощного чехла вулканогенно-обломочных отложений четвертичной герюсинской свиты.

Юго-восточнее, в районе г. Кубатлы, мощность кампанских отложений возрастает вдвое. Здесь в их низах преобладают пелитоморфные, а в верхах — песчаные известняки с характерной кампанской фауной.

Кампанские отложения в пределах Араксинской тектонической зоны распространены гораздо шире, чем сантонские. Выходы их зафиксированы в бассейнах рек Восточный Арпачай, Джагрычай на северо-за-

паде и в Ордубадско-Джувльфинском районе на юго-востоке. Кампанская толща на северо-западе представлена известняками и мергелями с прослоями глин, песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью от 20 м (с. Шадькенд) до 310 м (с. Кермачатар).

На юго-востоке эта толща состоит из чередования известняков, алевролитов, глин, мергелей, песчаников и аргиллитов общей мощностью от 42 м (ст. Неграм) до 130 м (с. Кетам). Р. А. Халафова расчленяет кампанские отложения Нахичеванской АССР на два подъяруса. Нижнекампанские отложения содержат *Inoceramus decipiens* Zitt., *In. gandjaensis* Aliiev, *In. sarumensis* Woods, *In. subsarumensis* Renng., *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Galeola senonensis* Orb. и др. Фауна верхнего кампана представлена следующими видами: *Eurachydiscus levyi* Goss., *Inoceramus barabini* Mort., *In. sagensis* Owen, *In. wegneri* Boehm, *Physaster abichi* Anth., *Ornithaster alaplensis* Lamb. и др. Общая мощность кампанского яруса варьирует от 42 до 130 м.

Маастрихтский ярус. Маастрихтские отложения во всех зонах Малого Кавказа представлены карбонатными породами и в этом отношении близки к отложениям кампана. Светло-серые песчаные известняки маастрихта выступают отдельными пятнами в самой внешней части предгорной полосы Малого Кавказа.

Маастрихтские отложения Казахского прогиба представлены органогенно-обломочными известняками, мощность которых не превышает 45 м.

На левом берегу р. Джагирчай, в разрезе маастрихтских отложений горы Агдаг, фаунистически выделяются два подъяруса маастрихта. Разрез, снятый здесь Р. Н. Мамедзаде (1967), схематически представлен:

Нижний маастрихт

1. Известняки песчаные толстослоистые, трансгрессивно перекрывающие верхнекампанские. Встречаются слои детритусовых известняков и гравелигов. Многочисленные органические остатки представлены *Inoceramus decipiens* Zitt, *In. cripsianus* Mant., *In. pertenius* Meek и др. 22 м

Верхний маастрихт

2. Известняки несколько глинистые и песчаные, местами кремнистые. Найдены *Diplomoceras cylindraceum ivovensis* Mich., *Pseudokossmaticeras brandti* Redtenb., *Belemnitella lanceolata* Schloth. 38 "

3. Известняки сильнопесчаные, массивные. В них обнаружены *Pachydiscus colligatus* Binkh., *P. neubergicus* Haueg. 25 "

Отложения маастрихта, обнажающиеся в Ганджачайском (34—70 м), Агджакендском (33—180 м) и Мардакертском (257 м) прогибах, в основном согласно покрывают породы кампана. В Ганджачайском прогибе они трансгрессивно, часто с базальными конгломератами в основании залегают на отложениях нижнего кампана. Известняки маастрихтского яруса отличаются от кампанских содержанием в них глинисто-песчаного материала и иногда галек. Представлены они слоистыми песчаниками, глинистыми и органогенно-обломочными разностями. В различных пунктах указанных прогибов (в районах сс. Дозулар, Гюлистан, Борисовка и др.) собрана богатая фауна маастрихтских моллюсков и морских ежей: *Pseudokossmaticeras brandti* Redt., *Pachydiscus gollevillensis* Orb., *P. colligatus* Binkh., *Echinocorys ovatus* Leske, *Stegaster chalmasi* Seip. и др.

Восточнее, вдоль северного крыла Агдамского антиклинория, отложения маастрихта наиболее полно представлены на горе Чобандаг. Это мощная толща (315 м) чередующихся кристаллических, пелитоморфных, органогенных, оолитовых и песчаных известняков с базальным конгломератом в основании и характерной фауной по всей толще.

В северо-западной части Мартунинского синклинория, в районах сс. Ханабад и Храпорт, Х. Алиюлла (1967_{1,2}) выделяет толщу (350 м) маастрихтских грубослоистых и массивных органогенно-обломочных известняков со значительной примесью песчаного материала и мелких окатанных галек.

На территории Сарыбабинского и Тоурагачайского синклинориев отложения маастрихта обнажаются в разрезах района с. Джомарт, по долине р. Тертер и у с. Демирчилар. Они согласно залегают на кампане и имеют мощность до 420 м. Представлен маастрихт толстослоистыми пелитоморфными известняками и мергелями с *Inoceramus regularis* Orb., *Echinocorys* cf. *arnaudi* Seunes, *Seunaster lamberti* Seunes и комплексом маастрихтских фораминифер.

В пределах Хузаберского синклинория, в юго-восточных отрогах горы Георду-Баба, к маастрихту может быть отнесена пачка (30 м) толстослоистых органогенно-обломочных палевых известняков с *Orbitella apiculata* Schlumб. и *Calcarina* sp.

Более широко развиты маастрихтские отложения на территории Нахичеванской АССР. Они выделены Ш. А. Азизбековым (1961) в разрезах по долинам рек Восточный Арпачай, Джагрычай, Ордубадчай, Килитчай и др. Мощность их изменяется от 150 до 678 м.

В бассейне среднего течения Восточного Арпачая маастрихтские отложения встречены небольшими островками в 3 км севернее с. Хачик, где они залегают на кампанских известняках и представлены обломочными отложениями. В верховьях левого притока р. Джагрычай, в районе с. Горадиз, маастрихтские отложения мощностью 40 м трансгрессивно перекрывают конгломераты и песчаники коньяка. Представлены они органогенно-обломочными известняками и известковистыми песчаниками.

Р. А. Халафовой в районе сс. Шадыкенд, Кермачатаг, Бадамлы, Теркеш и др. собрана богатая коллекция фауны, позволившая расчленить маастрихтские отложения на два подъяруса. Нижний маастрихт выражен здесь толщей песчанистых известняков, известковистых глин, аргиллитов и мергелей с *Kossmaticeras tschihatscheffi* Boehm, *Inoceramus misoliensis* Boehm, *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt и др. Нижнемаастрихтские отложения перекрываются песчаниками, мергелями, известняками, известковистыми глинами и конгломератами верхнего маастрихта с *Pachydiscus colligatus* Binkh., *Inoceramus tegulatus* Nag., *Seunaster lamberti* Chagl. и др.

Датский ярус. Отложения датского яруса имеют на Малом Кавказе ограниченное распространение. В пределах северо-восточных предгорий Малого Кавказа они составляют переходную пачку от сенонских известняков к глинистым породам палеогена.

Датские отложения, по данным Э. Т. Байрамалибеили и Н. Д. Абдуллаева, констатированы северо-западнее г. Казаха в районе с. Дашсалахлы. Они сложены органогенно-обломочными песчанистыми известняками с *Hercoglossa danica* Schloth. В районе с. Молладжалал и низовьев р. Сарису отложения дания сложены известняками и мергелями, содержащими: *Homoeaster abichi* Anth., *Echinocorys renngarteni* Moskv., *Cyclaster danicus* Schlüt., *Globigerina triloculinoides* Plumт., *G. pseudobulloides* Plumт., *Globorotalia angulata* (White) и др. (определения О. Г. Меликова и Х. Алиюллы).

Значительно восточнее, в долине р. Кюракчай, вблизи с. Дозулар, отложения датского яруса представлены пачкой (50 м) чередований глинистых известняков с известковистыми глинами с *Coraster sphaericus* Seunes, *Echinocorys renngarteni* Moskvин, *Cyclaster danicus*

Schlüter и комплексом характерной микрофауны. Эти отложения постепенно переходят в слои палеоцена.

Восточнее, в долине р. Карачай, севернее с. Наумяновск, маастрихтские отложения постепенно переходят в датские. Последние представлены здесь чередованием песчаных известняков с известковистыми и глинистыми песчаниками с характерной микрофауной. Мощность их не превышает 20 м. В составе датских отложений района с. Армянские Борисы кроме перечисленных пород появляются зеленоватые мергели и глины, и мощность датского яруса возрастает здесь до 80 м. Датский ярус вновь появляется лишь в пределах северо-восточной части Мартунинского прогиба.

В разрезах у сс. Сардарашен, Храморт, Парух датский ярус сложен мелоподобными кристаллическими известняками и мергелями и залегает на слоях маастрихта и в основании содержит обломки пород и гальки, придающие известнякам конгломератовидный характер. В окрестностях сс. Сардарашен и Ханабад встречаются *Verneuilina kelleri* Mогозова, *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Anomalina danica* (Brotz.), *Globigerina triloculinoides* Plum., *G. pseudobulloides* Plum. и др.

Датские органогенно-обломочные известняки, глины и мергели широко распространены под третичными отложениями предгорий Малого Кавказа в зоне перехода к Куринской депрессии, где они местами вскрыты скважинами.

В Нахичеванской АССР датские отложения развиты в бассейне р. Джагрычай и в междуречьях Карадара — Акулисчай и Ордубадчай — Килитчай.

В разрезе с. Шадыкенд (бассейн р. Джагрычай) отложения датского яруса и палеоцена, по данным Ш. А. Азизбекова, представлены:

- | | |
|--|-------|
| 1. Глины известковистые, голубовато-серые | 355 м |
| 2. Известняки песчанистые мелкозернистые, переслаивающиеся с глинами | 40 „ |
| 3. Глины песчанистые, голубовато-серые | 30 „ |

В отложениях указанного разреза Д. М. Халиловым по микрофауне выделяются два горизонта: нижний с *Globorotalia angulata* (White) и верхний с *Globigerina velascoensis* Cushman. Р. А. Халафовой в районе сс. Шадыкенд — Кермачатаг и Бадамлы из толщи чередующихся песчаников, аргиллитов и глин с прослоями конгломератов собраны *Coraster sphaericus* Seines, *Echinocorys semiglobosus* Kopp., *Ech. depressus* Eichw., *Homoeaster abichi* Anth. и др.

Нерасчлененные датско-палеоценовые отложения междуречья Карадар — Акулисчай представлены песчано-глинистой толщей, согласно залегающей между маастрихтскими и нижнеэоценовыми ярусами.

Литологический состав отложений дания — палеоцена изменяется в юго-восточном направлении и в бассейне р. Ордубадчай, выше с. Нюснюс, они выражены порфиритами, туфами, кремнистыми известняками и известковистыми песчаниками, из которых собраны *Globigerina bulloides* Orb., *Eponides trümpyi* Nutt. и др.

КАИНОЗОЙ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогеновой системы пользуются широким распространением на территории Азербайджана. Они представлены в осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных литофациях и принимают участие в геологическом строении многих тектонических зон Большого и Малого Кавказа.

Большой Кавказ

Палеогеновые отложения азербайджанской части Большого Кавказа широко развиты в Прикаспийско-Кубинской, Шемахино-Кобыстанской областях, на Апшеронском полуострове и на южном склоне Большого Кавказа.

До начала XX в. имелись очень скудные сведения по стратиграфии палеогеновых отложений юго-восточного погружения Большого Кавказа. Позднее палеогеновые отложения азербайджанской части Большого Кавказа систематически изучались Д. А. Агаларовой, Д. И. Джафаровым (1939), Д. А. Агаларовой и др. (1940), К. А. Ализаде и Д. М. Халиловым (1948), А. А. Ализаде (1945, 1947), А. Г. Алиевым (1949), Г. А. Ахмедовым (1957), В. В. Вогачевым (1926, 1933), Н. Б. Вассоевичем (1941), В. В. Вебером (1936, 1939), Д. В. Голубятниковым (1927, 1931), И. М. Губкиным (1914, 1915, 1916), Е. Я. Дмитриевым, А. Г. Поминовым, В. П. Ясеновым (1934), А. М. Ледневым (1914), М. Ф. Мирчинком (1931, 1933), И. Ф. Пустоваловым (1936), А. Л. Путкарадзе (1946), С. Г. Салаевым (1961), В. В. Тихомировым (1946), С. Ф. Федоровым (1938), В. Е. Хаиным (1937₁₋₂, 1939, 1945, 1950_{1,2}), Д. М. Халиловым (1962, 1967), Э. Ш. Шихалибейли (1956) и др., которыми в пределах Большого Кавказа они были расчленены на ряд свит и горизонтов.

В Прикаспийско-Кубинской зоне северного склона Большого Кавказа палеогеновые отложения имеют сравнительно ограниченное распространение и выражены мергельно-глинистыми и песчано-известковистыми литофациями. Палеогеновые отложения южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа в пределах Азербайджана широко распространены, начиная от Каспийского моря до меридиана г. Варташена, и выражены пелитоморфными известняками, мергелями, мергелистыми и некарбонатными глинами, песчаниками, конгломератами и др. В Прикаспийско-Кубинской области палеогеновые отложения распространены в Шахдагско-Хизинском и Кусаро-Дивичинском синклинориях и расчленены на отложениях палеоцена, эоцена и олигоцена. Наиболее полные разрезы этих отложений наблюдаются в Ковдаг-Сумгаитской зоне, в пределах Апшеронской области и в Шемахино-Кобыстанском синклинории.

Палеоцен

В Шахдагско-Хизинском синклинории к палеоцену относятся отложения сумгаитской свиты, за исключением ее самых нижних слоев (часть датского яруса). Присутствие палеогеновых, в том числе палеоценовых, отложений у с. Будуг было отмечено В. Е. Хаиным в виде чередования пакетов серых, красновато-коричневых и карбонатных глин, переходящих в грубые пески с линзами конгломератов с фауной фораминифер: *Glomospira gordialis* (Park. et Jon.), *Hormosina ovicula* Вгаду. Д. М. Халилов на участке с. Зеид выделил палеоцен, при этом нижние слои (61 м) согласно залегают на датском ярусе и представлены неравномерным чередованием серых, красно-бурых, мергелистых глин с налетом окиси марганца, маломощными прослоями песчаников и фауной фораминифер: *Globorotalia angulata* (White), *Frondicularia gracilis* Franke, *Gyroldina caucasica* Subbotina и др. Верхнепалеоценовые отложения залегают на нижних трансгрессивно с конгломератом в основании, переходящим выше в мощную толщу средне- и толстослоистых известковистых песчаников с тонкими прослоями глин, и заканчиваются серыми, коричнево-бурыми известковыми глинами

мощностью 120 м, содержащими *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Eponides praemegastomus* Mjatluk и др.

Палеоценовые отложения распространены также и в окрестностях с. Казма-Крыз (рис. 15) на правом склоне р. Кудиалчай, где впервые В. Е. Хаиным (1950) было отмечено присутствие палеоценовых и эоценовых отложений.

Судя по микрофауне, наиболее древние слои палеоцена в Казма-Крызе отсутствуют. Литофации нижнего палеоцена характеризуются возрастанием содержания песчаного материала. Осадки же верхнего палеоцена (12 м) значительно отличаются возрастанием роли карбонатных глин и сокращением мощности песчаников. Наряду с характерными агглютинированными фораминиферами присутствуют также следующие известковистые представители их: *Siphonodosaria jarvisi* (Cushman), *Globigerina velascoensis* Cushman, *Globorotalia compressa* Wite, *Globigerina quadriloculinoides* Chalilov и др.

К юго-востоку, в Советабадской мульде, вскрыт полный разрез палеогеновых отложений. На основании микрофауны Д. М. Халилов здесь выделил отложения нижнего и верхнего палеоцена.

Слой нижнего палеоцена (62 м) представлены чередованием пакетов серых, зеленовато-серых, красно-бурых глин и мергелей с *Globorotalia angulata* (White), *G. compressa* (Plummer), *Cyroidina caucasica* Subbotina, *Nuttaloides trumpyi* (Nuttall).

Отложения верхнего палеоцена (96 м) выражены чередованием пакетов зеленовато-серых, красно-бурых, слабокарбонатных глин, переходящих в кирпично-красные, зеленовато-серые известковистые глины с фауной фораминифер: *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. varianta* Subbotina, *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Ammodiscus incertus* (Orb.).

В Кусаро-Дивичинском прогибе, по данным В. В. Тихомирова (1946), к западу от с. Юхары Ханагя присутствуют глинистые отложения верхнего отдела сумгаитской свиты с *Hyperammina glabra* Cushman, *Clavulina trilatera* Cushman, *Gaudryina filiformis* Bertolin.

К востоку от Юхары Ханагя, по Кемалчаю, В. В. Тихомиров отмечает присутствие песчанисто-карбонатных глин с прослоями известковистых конгломератов (до 1,5 м), выше которых залегают зеленые и красные глины с прослоями грубозернистых песчаников, брекчий и конгломератов (до 1,5 м). Из этих пород приводятся *Haplophragmoides advena* Cushman, *H. coranatus* Cushman, *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Glomospira charoides* (Park. et Jon.) и др. На основании этой фауны фораминифер вмещающие их отложения были отнесены к верхнему отделу сумгаитской свиты палеоцена.

К юго-востоку, на левом берегу Вельвеличая, А. Л. Путкарадзе отмечает присутствие пород сумгаитской свиты, выраженных серыми известковистыми глинами с прослоями бурого, желто-бурого песка и конгломерата.

Далее в направлении на юго-восток слои сумгаитской свиты протягиваются в виде прерывистой полосы вдоль моноклинали тектонического контакта третичных и меловых отложений до р. Гильгильчай.

В окрестностях с. Нардаран В. Е. Хаиным и В. А. Гроссгеймом был описан разрез сумгаитской свиты, представленной переслаиванием серых, темно-серых, слабокарбонатных глин с прослоями красных разностей.

Д. М. Халилов (1962) выделил здесь отложения нижнего и верхнего палеоцена. Глины и мергели нижнего палеоцена (69 м) без перерыва

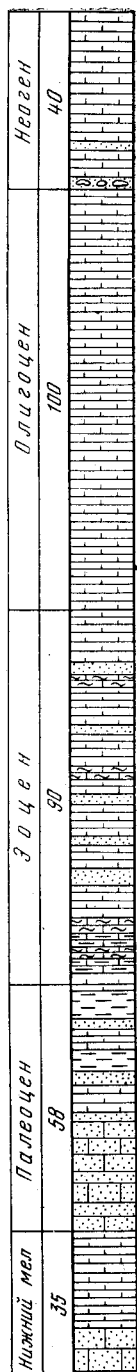


Рис. 15. Разрез палеогеновых отложений с. Казма-Крыз. Составил Д. М. Халилов

1 — глина; 2 — мергелистая глина; 3 — мергель; 4 — мергелистый известняк; 5 — конгломераты; 6 — песчаный известняк; 7 — песчаники

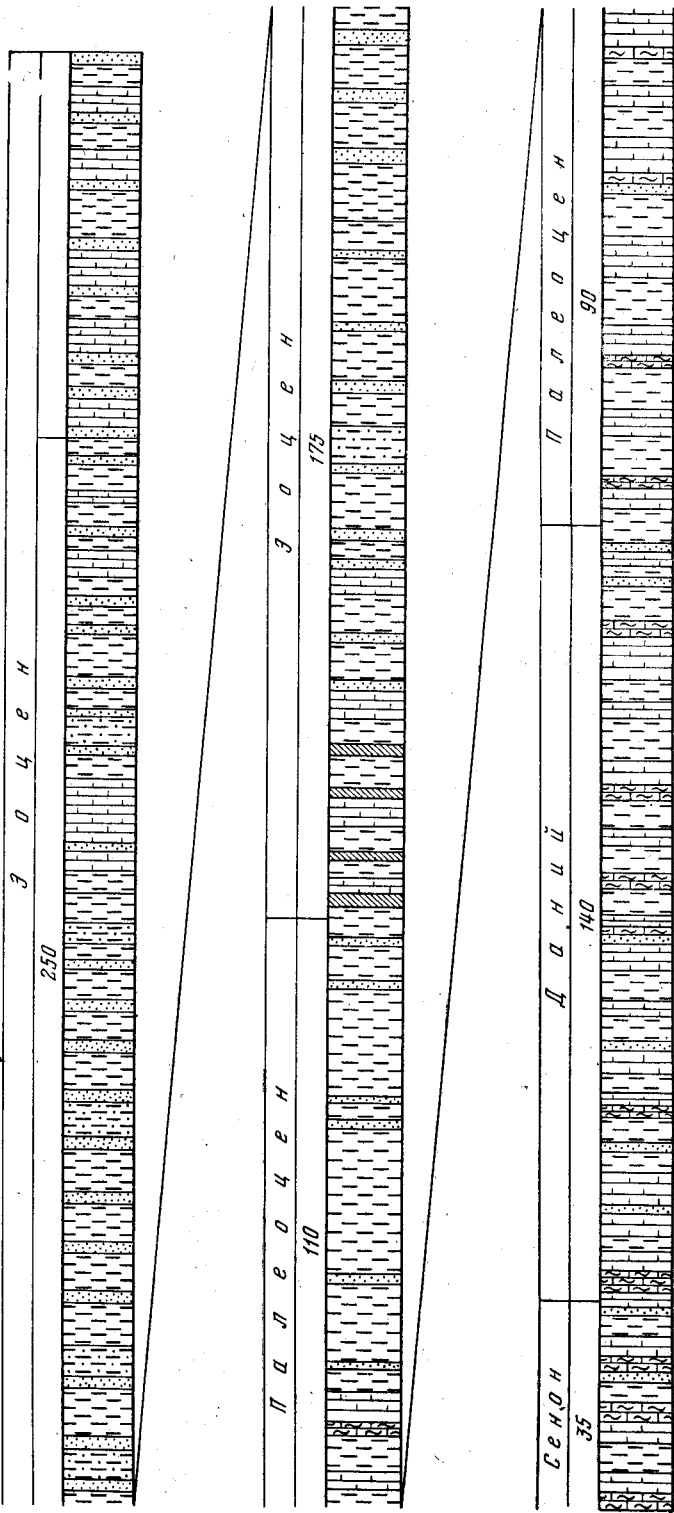


Рис. 16. Разрез палеогеновых отложений с. Агдара. Составил Д. М. Халилов

1 — глина; 2 — мергелистая глина; 3 — мергель; 4 — песчаная глина; 5 — бентонитовая глина; 6 — песчаник; 7 — конгломераты; 8 — мергелистый известняк; 9 — песчаный известняк

залегают на отложениях датского яруса и содержат *Gyroidina caucasica* Subbotina, *Pullenia coryelli* White, *Globigerina varianta* Subb.

Породы верхнего палеоцена (90 м) представлены чередованием красных, зеленовато-серых песчанистых глин и мергелистых глин с *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globorotalia compressa* (Plummer), *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Glomospira charoides* (Park. et Jon.).

В Алаташ-Юнусдагском антиклинории Апшеронского полуострова отложения палеоценового возраста были выделены И. М. Губкиным (1916) из состава «сумгаитской серии» Г. Шегрена под названием сумгаитской свиты и последняя подразделена им на нижний и верхний отделы.

В антиклинальной структуре Юнусдагской гряды слои нижнего отдела (70 м) сумгаитской свиты согласно залегают на породах ильхидагской свиты и состоят из серых, коричнево-красных глин, мергелистых глин, кривослоистых песчаников и белесоватых мергелей.

Верхний отдел (50 м) сумгаитской свиты представлен иногда слабо карбонатными/красно-бурыми и зеленовато-серыми глинами с прослоями песчаников, песков и алевролитов, а также мелкими конкрециями пиролюзита. Д. А. Агаларова и Д. И. Джафаров, изучив микрофауну палеоценовых отложений Юнусдагской гряды, приводят из нижней части сумгаитской свиты следующие фораминиферы: *Globigerina pseudo-bulloides* Plummer, *G. triloculinoides* Plummer, *Globorotalia compressa* (Plummer), а из верхней части сумгаитской свиты — *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Ammodiscus incertus* (Orb.) и др.

Палеоценовые отложения сумгаитской свиты распространяются в пределах Шемахино-Кобыстанского синклинория в бассейнах рек Сумгаит и Пирсагат вплоть до их истоков, достигая бассейна р. Гирдыманчай. В. В. Вебер (1932) отмечает присутствие сумгаитской свиты к западу от Сиакинской синклинали Кобыстана, к югу от горы Кублядаг, где она выражена обоими отделами. Нижний отдел (35—50 м) представлен в виде зеленовато-серых, местами красно-бурых сланцеватых глин и подчиненных песчаников; верхний отдел (38—50 м) развит в виде кирпично-красных глин с прослоями зеленовато-серых некарбонатных глин, с прослоями марганцовистых песчаников и небольших плоских конкреций черного цвета.

К северу от горы Сиаки, у кишлака Шахандаг, в синклинальной складке Д. М. Халиловым (1962) отмечается присутствие верхнепалеоценовых красных и серых некарбонатных глин, трансгрессивно залегающих на слоях датского яруса, мощностью более 120 м с микрофауной *Rhabdammina cylindrica* Glaess., *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Glomospira charoides* (Park. et Jon.) и др.

Несколько севернее, в районе горы Кемишдаг, М. Ф. Мирчинк (1931) выделил нижний горизонт (50 м) сумгаитской свиты, представленный зеленовато-бурыми мергелистыми глинами и кривослоистыми песчаниками, и верхний горизонт (10—30 м), слагающийся красными, красно-бурыми, реже зеленовато-серыми глинами с прослоями марганцовистых песчаников и марганцовистыми конкрециями.

К юго-западу от Кемишдага, у кишлака Агдара (рис. 16), Д. М. Халилов (1962) выделил слои нижнего палеоцена (123 м), которые согласно залегают на датском ярусе и представлены в характерной литофации с *Globorotalia angulata* (White), *Heterohelix crinita* (Glaess.), *Cibicides sublobatus* (Gumbel) и др.

Верхний палеоцен (70 м) выражен также в обычной литофации с *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Rhabdammina cylindrica* Glaess., *Ammodiscus incertus* (Orb.) и др.

В окрестностях с. Хильмили в синклинальной складке отложения нижнего палеоцена (50 м) выражены зеленовато-серыми глинами, мергелистыми глинами, которые переходят выше в кирпично-красные, реже зеленовато-серые разности их с *Rhabdammina cylindrica* Glaessn., *Globigerina varianta* Subbotina, *Globorotalia compressa* (Plummer) и др.

Верхняя часть (77 м) верхнего палеоцена выражена чередованием кирпично-красных, зеленовато-серых глин и марганцовистых песчаников с *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Trochamminoides irregularis* White и др.

В более южной части Кобыстана отложения палеоцена скрываются под мощными более молодыми осадками.

В пределах южного склона Большого Кавказа В. В. Вебер выходы палеоценовых отложений описал под названием верхнемелового флиша в районе горы Эгри-Яйлаг, где они представлены тонкослоистыми темно-красными и красно-бурыми карбонатными глинами с прослоями темно-красных мергелей, светло-зеленовато-серых алевролитов и песчаников.

Южнее, у с. Дияллы, отложения верхнего палеоцена (18 м) трансгрессивно залегают на датском ярусе и выражены пестроцветными глинами с налетом окиси марганца с микрофауной: *Rhabdammina cylindrica* Glaessn., *Glomospira charoides* (Park. et Jon.) и др.

Эоцен

По данным В. Е. Хаина (1950), в Шахдагско-Хизинском синклинории эоцен сохранился в Будугской синклинали у с. Зеид, коунская свита И. М. Губкина относится к эоцену.

Д. М. Халилов (1967) расчленил эоценовые отложения (коунская свита) окрестностей с. Зеид на нижний, средний и верхний эоцен и выделил в ней горизонты и зоны. Нижняя часть коунской свиты относится к нижнему и среднему эоцену, а средняя и верхняя — к верхнему эоцену. В азербайджанской части Большого Кавказа во многих пунктах датский ярус постепенно переходит в известково-глинистые слои палеоцена. Отложения верхнего палеоцена трансгрессивно залегают у сс. Юхары, Ханагы, Рустови, Шахан, Диялли и др. Местами имеется базальный конгломерат, а у с. Зеид и мощные пески и песчаники.

Отложения нижнего эоцена (40 м) представлены чередованием белесоватых, серых, зеленых пелитоморфных известняков, мергелистых глин и известковистых песчаников, переходящих в белые, слегка буроватые, слабо сцементированные кварцевые песчаники с фауной *Globorotalia crassata* (Cushman), *Globorotalia aequa* (Cushm. et Renz.), *Acarinina subsphaerica* (Subbotina) и др.

Отложения среднего эоцена подразделяются на два горизонта. Нижний горизонт (15 м) представлен светло-серыми, зеленовато-серыми пелитоморфными известняками, мергелями и глинами с маломощными песчаниками и фауной фораминифер: *Globorotalia aragonensis* Nuttall caucasica Glaessner, *Globigerina posttriloculinoides* Chalilov, *Bolivinoidea aragonensis* (Nuttall) и др.

Верхний горизонт (10—15 м) литологически сходен со слоями нижнего горизонта, но отличается увеличением прослоев песчаников с фауной *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wiss.), *Globigerinoides subconglobatus* Chalilov, *Gaudryina subbotinae* Welmin и др.

Неполный разрез отложений верхнего эоцена (60 м) выражен в низах серыми, желтовато-серыми песчаниками и алевритами, чередующимися с прослоями зеленовато-серых некарбонатных глин (40 м). Выше

следуют пакеты коричнево-красных, светло-зеленых мергелистых глин с редкими прослоями песчаников (20 м) с фораминиферами: *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Rhisammina indivisa* Brady, *Cibicides lobatulus* (Wal. et Jac.). Лишь в основании этих верхнеэоценовых отложений в слоях зеленовато-серых мергелистых глин (30 см) фауна *Globigerina turkmenica* Chalilov, *Globigerinella micra* (Cole), *Elphidium concinnum* Chalilov датирует нижний горизонт (средний коун) верхнего эоцена.

К северу, в эоценовых отложениях у с. Казма-Крыз, отсутствует верхний горизонт среднего эоцена. Отложения нижнего эоцена согласно залегают на слоях палеоэоцена и выражены пелитоморфными известняками, мергелями, мергелистыми глинами (50 м) с *Globorotalia crassata* (Cushman), *Bulimina pseudopuschi* Subbotina и др.

Нижний горизонт среднего эоцена представлен чередованием мергелей и мергелистых глин и пелитоморфных известняков (15 м) с микрофауной *Globigerina inaequispira* Subbotina *transversa* Chalilov, *Globorotalia aragonensis* Nuttall и др.

Верхний горизонт среднего эоцена не установлен.

Нижний горизонт верхнего эоцена (8—12 м) представлен коричнево-серыми мергельными битуминозными сланцами с *Globigerina turkmenica* Chalilov, *Globigerinella micra* (Cole), *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wall. и др.

Средний горизонт (20 м) выражен зеленовато-серыми, белесоватыми мергелями, пелитоморфными известняками, переходящими выше в красные, реже зеленовато-серые мергелистые глины с микрофауной *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Clavulina terterensis* Chalilov, *Globigerina corpulenta* Subbotina и др.

Верхний горизонт (20 м) сложен зеленовато-серыми мергелистыми глинами с *Nonion curviseptus* Subbotina, *Bolivina nobilis* Hantken, *Bolivina opiuma* Chalilov и др.

В Советабадской мульде развита коунская свита эоцена и в ней выделены отложения нижнего эоцена (25 м) с *Globorotalia crassata*, среднего эоцена (33 м) с *Globorotalia aragonensis* и *G. crassaformis* и верхнего эоцена (76 м) с *Globigerina turkmenica*, *Globigerinoides conglobatus* и *Bolivina*.

Переходя к характеристике эоценовых отложений Кусаро-Дивичинского синклинория, отметим, что здесь они выступают в пределах узкой моноклинали и распространены от р. Тагерджалчай на западе до Кылязинской косы на юго-востоке. Эоценовые отложения данной полосы местами перекрыты надвигами и потому обнажаются на ограниченных участках. Наиболее характерным для этой полосы является разрез у с. Нардаран.

Слой нижнего эоцена (20 м) начинаются чередованием зеленовато-серых, светло-серых мергелистых и бентонитовых глин с прослоями красно-бурых разностей; выше переходят в светло-зеленые, зеленовато-серые бентонитовые глины, мергелистые глины, мергели с *Globorotalia crassata* (Cushman), *Globigerina compressaformis* Chalilov и др.

Средний эоцен представлен мергельно-глинистыми отложениями верхнего горизонта (18 м) с *Globorotalia crassaformis* (Call. et Wiss.), *Globigerina frontosa* Subb., *Globigerinoides subconglobatus* Chalilov и др.

Нижний горизонт верхнего эоцена (3 м) выражен пачкой глинистых пород с *Globigerina turkmenica* Chalilov, *G. bulloides* Orb., *Globigerinella micra* (Cole).

Средний горизонт (22 м) представлен светло-зелеными, зеленовато-серыми мергелистыми глинами, переходящими в коричнево-красные

разности их с налетом окиси марганца и фауной *Globigerinoides conglobatus* (Bradley), *Uvigerina pygmaea* d'Orb.

Отсутствие нижнего горизонта среднего эоцена и резкое сокращение мощности нижнего горизонта верхнего эоцена В. Е. Хаин и В. А. Гроссгейм связывали с чешуйчатым строением этой полосы, обусловленной подвижками по Сиазанскому надвигу.

Верхний горизонт (23 м) состоит из светло-зеленых мергелистых глин с прослоями мергелей с *Bolivina antegrassa* Subb., *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.), *Globigerina bulloides* d'Orb. и др.

В пределах Апшеронского полуострова, Шемахино-Кобыстанской области, а также Прикаспийско-Кубинской зоны коунская свита И. М. Губкиным (1916) была подразделена на три части. Породы коунской свиты, несколько изменяясь по составу, прослеживаются на запад до меридиана р. Гирдыманчай.

В Алаташ-Юнусдагском антиклинории по микрофауне Д. А. Агаларова и Д. И. Джафаров подразделили коунскую свиту Юнусдагской гряды (снизу вверх) на следующие горизонты: в нижнем отделе — горизонт с радиоляриями, горизонты с *Globorotalia aragonensis* Nuttall и с *Globorotalia* ex gr. *crassa*.; в среднем отделе — горизонты с рыбьими остатками и планктонными фораминиферами; в верхнем отделе — горизонты с *Haplophragmoides eggeri* и *Bolivina nobilis*.

В окрестностях с. Перекушкюль, по данным Д. М. Халилова (1962), нижнеэоценовые отложения (8 м) представлены зеленовато-серыми, бледно-зелеными, серыми мергелистыми и бентонитовыми глинами, мергелями и кривослоистыми песчаниками с обильной фауной радиолярий.

Средний эоцен выражен зеленовато-серыми мергелистыми и бентонитовыми глинами, мергелями с прослоями кривослоистых песчаников и фауной *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *G. crassaformis* (Gall. et Wiss.) и др.

Верхний эоцен (171 м) сложен зеленовато-серыми, оливково-зелеными мергелистыми глинами, с редкими прослоями песчаников и пакетами мергелистых глин с *Globigerina corpulenta* Subbotina, *G. subcorpulenta* Chalilov и др.

Заканчиваются слои верхнего эоцена зелеными, зеленовато-серыми мергелистыми глинами, мергелями с прослоями кривослоистых песчаников с фауной фораминифер: *Eponides umbonatus* (Reuss), *Cibicides lobatulus* (Walk. et J. op.), *Globigerina bulloides* d'Orb. и др.

Севернее кишлака Шахан в синклинальной мульде Д. М. Халилов (1962) к нижнему эоцену (62 м) относит оливково-серые мергелистые глины с прослоями бентонитовых глин с редкими светло-серыми мергелями и микрофауной *Globorotalia crassata* (Cushman), *Acarinina subsphaerica* (Subbotina), *Globigerina varianta* Subbotina и др.

Средний эоцен (60 м) представлен зеленовато-серыми, красно-бурыми мергелистыми глинами, мергелями, зелеными бентонитовыми глинами с *Globorotalia aragonensis* Nutt., *Globigerinoides subconlobatus* Chalilov и др.

В Северо-Восточном Кобыстане отложения коунской свиты описаны М. Ф. Мирчинком (1933), причем нижняя часть (около 100 м) представлена светло-зелеными мергелистыми глинами с прослоями мергелей, песчаников, бентонитовых глин и вулканических пеплов. Средняя часть выражена шоколадно-бурыми слоистыми глинами с налетами ярозита, остатками рыб и прослоями черных пиробитуминозных сланцев.

В Шахандагском овраге отмечено появление в верхах среднего коуна (400 м) прослоев желтовато-серых средне- и крупнозернистых песков и песчаников. Верхняя часть (120—500 м) выражена чередованием зеленых и вишнево-бурых глин с прослоями кривослоистых песча-

ников. В восточной части Центрального Кобыстана В. В. Вебер (1939) выделяет в средней части коунской свиты три фации: 1) южную, выраженную бурыми и зеленовато-бурыми глинами, 2) центральную, или дженгинскую, фацию, сложенную темными, зеленовато-серыми плотными глинами с прослоями черных битуминозных сланцев, 3) северную (450 м), напоминающую южную фацию, но отличающуюся наличием битуминозных сланцев.

У кишлака Агдара в синклинальной складке коунскую свиту эоцена Д. М. Халилов (1962) подразделяет на отложения нижнего эоцена (12 м), согласно залегающие на слоях верхнего палеоцена и выраженные зеленовато-серыми, красно-бурыми глинами и мергелистыми глинами с налетом окиси марганца и бледно-зелеными прослоями бентонитовых глин с *Globorotalia crassata* (Cushman), *Globigerina triloculinoides* Plummer, радиоляриями и др.

Среднеэоценовые слои делятся на два горизонта, причем нижний (12 м) с *Globorotalia aragonensis* представлен серыми, зеленовато-серыми, красно-бурыми глинами и мергелистыми глинами с прослоями гилляби и песчаников и фауной *Globorotalia aragonensis* Nuttall *caucasica* Glaesner, *Globigerina posttriloculinoides* Chalilov, *Nuttaloides trumpyi* (Nuttall) и др. Верхний горизонт (31 м) с *Globorotalia crassaformis* также представлен серыми, желто-бурыми глинами, мергелистыми глинами с прослоями бентонитовых глин и песчаников и наличием *Globorotalia crassaformis* (Goll. et Wiss.), *Globigerina frontosa* Subbotina, *Globigerinoides subconglobatus* Chalilov и др.

К верхнему эоцену относятся отложения среднего и верхнего коуна, в которых выделены лишь два горизонта.

Нижний горизонт (290 м) с *Globigerina turkmenica* выражен серыми сланцеватыми глинами с налетом ярозита и прослоями песчаников, выше чередуются зеленовато-серые, серые, местами красно-бурые глины и кривослоистые песчаники с *Globigerina turkmenica* Chalilov, *Globigerinella micra* (Cole), *Nummulites budensis* Hantken и др.

Выше этих пород залегают слои среднего горизонта с *Globigerinoides conglobatus* (82 м), представленного серыми, зеленовато-серыми, красно-бурыми песчаниками с фауной *Globigerinoides conglobatus* (Grady), *Globigerina corpulenta* Subbotina и др.

Западнее, в синклинальной структуре окрестностей с. Хильмили, также развиты отложения коунской свиты эоцена. По данным микрофауны она подразделена на горизонты, причем средний коун характеризуется пиробитуминозными сланцеватыми мергелистыми глинами с редкими слоями песчаников. Здесь установлен также и горизонт с *Bolivina* верхнего эоцена.

В более южной части Кобыстана эоценовые отложения пользуются ограниченным распространением и выходят в ядрах антиклинальных поднятий Кырдага, Чейлдага, Шорбулага и др. Мощность верхнего коуна возрастает до 600 м, преобладает зеленовато-серый цвет пород; в Северном же Кобыстане верхние слои коунской свиты характеризуются возрастанием красно-бурых оттенков.

Эоценовые отложения за пределами Шемахино-Кобыстанского синклиория наблюдаются и на западе в Лагичском синклиории и Вандамском антиклинории. В. В. Вебер (1939), исследуя геологическое строение южного склона Большого Кавказа на участке Эгрыйлаг, установил флишевые отложения, отнесенные им к верхнему мелу. Дальнейшее исследование показало их палеогеновый возраст.

Н. Б. Вассович (1941) в Эгрыйлагском поднятии выделил отложения нижнего и среднего коуна, а по тропе от горы Ковдаг к с. Занги им отмечены битуминозные глины и мергели среднего коуна. Южнее,

в окрестностях с. Дияллы, он установил отложения нижнего коуна. По р. Аджичай — притока Гирдыманчая Д. М. Халилов (1962) отмечает присутствие мощных отложений эоцена с подразделением их на горизонты. В отложениях нижнего и среднего эоцена резко возрастает карбонатный и кремнистый, а в начале верхнего эоцена (средний коун, с. Агдара) песчаный состав пород.

Олигоцен

В Шахдагско-Хизинском синклинии отложения олигоцена пользуются ограниченным распространением. У с. Казма-Крыз выше слоев эоцена залегают отложения майкопской серии мощностью около 100 м, выраженные темно-серыми сланцеватыми слабокарбонатными глинами с отпечатками листьев и обугленными остатками флоры, а также отпечатками листьев и с фауной фораминифер: *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.) и остатками рыб.

Резкое уменьшение карбонатности говорит о начале нового цикла седиментации, однако базальный конгломерат отсутствует. Северо-восточнее, в Кусаро-Дивичинском прогибе, олигоценные отложения распространены в полосе моноклинали и выражены слоистыми глинами и песчаниками. У с. Ханая майкопские отложения выражены шоколадно-бурыми и серыми глинами с прослоями песчаников и выцветами ярозита, конкрециями сидерита и рыбьими остатками, а у с. Рустов майкоп (более 100 м) представлен темно-серыми, темно-коричневыми некарбонатными сланцеватыми глинами с налетом ярозита и фауной *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Haplophragmoides* sp. Е. Я. Дмитриев, А. Г. Поминов и Б. П. Ясенов (1934) исследовали майкопские отложения на берегу Каспийского моря от Зоратского рыбного промысла до р. Атачай и подразделили их на три горизонта (снизу вверх): 1) темно-серые мергелистые глины с тонкими прослоями мелкозернистого песка и плитчатых песчаников (100 м); 2) шоколадно-серые и черные слоистые глины с ярозитом, прослоями песков и доломитизированных конкреций (150 м); 3) серые песчаные глины с ярозитом и прослоями мелкозернистого песка (200 м).

В. Е. Хаин и В. А. Гроссгейм в разрезе у с. Нардаран отмечали присутствие слоев верхнего майкопа (горизонтов рики и зурамкентского).

Горизонт рики (325 м) начинается грубым конгломератом (5,5 м), выше которого залегают тонкослоистые известковистые глины с налетом ярозита и прослоями песчаников. Зурамкентский горизонт (175 м) выражен серыми некарбонатными глинами с обломками костей и чешуей рыб. По данным микрофауны эти отложения залегают на глинистых слоях нижнего майкопа (32 м) с фауной фораминифер: *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Melonis subrotulis* (Chalilov) и др. Выше залегают грубый конгломерат (2,5 м), который переходит выше в глины с налетом ярозита и прослоями песков с переотложенной фауной фораминифер. Далее майкопские слои обнажаются на Чандагарском пляже, где нижние слои представлены глинами с прослоями гравелитов и брекчий, а верхние — чередованием темно-серых известковистых глин с налетом ярозита, мелкозернистых песков и песчаников.

К олигоцену относятся отложения майкопской серии, за исключением самых верхних нижнемиоценовых слоев.

В Шемахино-Кобыстанском и Закатало-Кобыстанском синклинариях майкопские отложения олигоцена широко распространены на западе Апшеронского полуострова, Кобыстане и на западе, до меридиана

г. Варташен, выражены они глинистыми и песчано-глинистыми фациями, причем глинистые фации характерны для северной части Апшеронского полуострова и Кобыстана, а песчано-глинистые — для южной и юго-западной частей Апшеронского полуострова и Кобыстана, а также более западных районов республики. Граница этих фаций проходит через пункты Бурансызджулга, Шихзагирлы, Караманлы, Чараган, Матрасы, Сагиян и далее почти до Варташена.

Д. В. Голубятников (1904, 1927) детально исследовал и описал олигоценовые отложения Апшеронского полуострова и расчленил их на нижние слои с *Amphisyle* и верхние слои с *Cedroxylon*, отметив, что ниже спириалисового горизонта залегают листовато-сланцеватые темно-серые глины и песчаники с окремнелыми стволами хвойных из семейства *Cedroxylon*. Ниже залегают сланцеватые глины шоколадного цвета с многочисленными остатками рыб *Lepidopus*, *Meletta* и др.

Проводя геологические исследования в западной части Апшеронского полуострова, И. М. Губкин (1914, 1916) пришел к заключению, что «амфилиевые слои» Д. В. Голубятникова по стратиграфическому положению и литологическому составу являются аналогом майкопских отложений других районов Кавказа, а потому назвал их майкопской свитой.

В северо-западной части Апшеронского полуострова отложения этой свиты слагают ядра и крылья многочисленных антиклинальных складок. Отложения свиты подразделены на нижний отдел с горизонтами Мкр 1¹ и Мкр 1² с фауной рыб: *Lepidopus Leptospondilus* Неск., *Clupea* и др. и верхний отдел с горизонтами рики, сидеритовым и надсидеритовым с *Aeoliscus (Amphisyle) apscheronicus* Ledn., *Lepidopus albyi* Sauc., *Priacanthus longispinus* Ledn. и др.

По берегам р. Сумгаит на участке горы Кара-Ислам нижний отдел майкопской свиты (52,4 м) выражен зеленовато-серыми, коричнево-бурыми глинами с выцветами ярозита, пропластками бурых песчаных глин с прослоями голубовато-серых мергелей с рыбьими остатками; мощность 126,7 м.

Более полный разрез майкопской серии пород приводится А. А. Ализаде (1945) для склонов возвышенности Учтепе, где нижний отдел начинается горизонтом Мкр 1¹ и выражен чередованием светло-зеленых, желтовато-серых и бурых листоватых глин с прослоями плотного мергеля мощностью 49 м. Выше следуют шоколадно-серые глины горизонта Мкр 1² с обильным ярозитом, отпечатками рыб и реже зеленоватые глины с прослоями мергелей мощностью 351 м.

Верхний отдел начинается с горизонта рики Мкр 2¹ (117 м), сложен шоколадно-бурыми, тонкослоистыми листоватыми глинами с ярозитом, отпечатками рыб и остатками *Cedroxylon*. Встречаются крупные конкреции мергелей.

Сидеритовый горизонт Мкр 2² (30 м) выражен чередованием темных (почти черных), шоколадно-серых глин с ярозитом, остатками рыб и прослоями песчаников.

Надсидеритовый горизонт Мкр 2³ (14 м) сложен чередованием темно-серых, коричнево-серых, шоколадных и сиренево-серых слоистых глин с ярозитом и остатками рыб. Общая мощность майкопской серии 561 м.

В. А. Сулин и Б. И. Султанов в юго-западной части Апшеронского полуострова, на участке Шорбулаг, отметили наличие майкопской свиты (700—900 м), представленной шоколадно-бурыми, местами темно-серыми сланцеватыми глинами с остатками рыб; встречены шоколадно-бурые глины с караваями сферосидерита, а также с остатками окаменелых деревьев. А. А. Ализаде (1945) приводит также послынное описание отложений майкопской серии в районе с. Тассы, где мощность песчано-

глинистой фации достигает 1142 м. В Северо-Восточном Кобыстане майкопские отложения глинистой фации слагают ядра ряда синклиналей в бассейне рек Бегвер, Козлучай, Чикильчай и др.

Нижний отдел (100 м) в Северо-Восточном Кобыстане представлен серыми, серо-бурыми и зеленовато-серыми песчанистыми глинами с прослоями кривослоистых песчаников и битуминозных сланцев. Верхний отдел (400 м) сложен шоколадно-бурыми глинами с прослоями железистых косослоистых песчаников в верхней части и крупными конкрециями доломита и сидерита в нижней.

По данным В. В. Вебера (1939) и В. Е. Хаина (1937), майкопская свита к северу от Лагичских гор представлена мощной толщей (500 м) темно-лиловых слабопесчанистых сланцеватых глин. Д. М. Халилов (1962) описал у с. Мудраса майкопские отложения, которые представлены темно-серыми, зеленовато-серыми, буроватыми неизвестковистыми среднеслоистыми, часто сланцеватыми, местами оскольчатыми и песчанистыми глинами, покрытыми налетом окислов железа. Отмечается наличие песчаников; мощность около 350 м. По южному склону Лагичских гор, по данным В. В. Вебера и В. Е. Хаина, майкопская свита прослеживается в полосе от с. Зарнова до р. Сулутчай и по берегам р. Ахсу и выражена шоколадно-серыми листоватыми глинами с обильным налетом ярозита, прослоями мергелей и кривослоистых песчаников. Далее майкопские породы отмечены по берегам р. Дзоголова и в районе с. Чухурюрд и в окрестности с. Энгихараң. В этом районе породы майкопской серии представлены в нижней части серыми и реже шоколадно-бурыми слоистыми глинами с прослоями песчаников, мощность которых 244 м, а в верхней — выражены шоколадно-бурыми и реже серыми скорлуповатыми глинами с прослоями мергелей и заканчиваются серыми шоколадно-бурыми глинами у с. Мальгам; мощность 313 м.

Майкопская свита залегает трансгрессивно, несогласно и носит терригенно-песчано-глинистый и некарбонатный характер, лишь ранние песчано-глинистые слои слабокарбонатные и содержат бентосную фауну. В осадках верхнего майкопа Южного и Юго-Западного Кобыстана возрастают песчаные компоненты пород.

Малый Кавказ

Палеогеновые отложения азербайджанской части Малого Кавказа были объектом изучения начиная с работ Г. В. Абиha.

Многие вопросы стратиграфии и палеонтологии, литологии и петрографии, палеогеографии палеогена Азербайджана освещены в трудах Г. В. Абиha (1902), Ш. А. Азизбекова (1947, 1961), А. А. Ализаде (1945, 1947), К. А. Ализаде (1958, 1968), К. А. Ализаде и М. Д. Узнадзе (1951), К. А. Ализаде и Т. А. Мамедова (1967), А. Г. Алиева (1949), И. Н. Асланова (1953, 1954), М. А. Кашкай, В. Е. Хаина и Э. Ш. Шихалибейли (1950), М. А. Багманова (1963, 1966), В. В. Богачева (1926, 1933), И. В. Качарава и Д. М. Халилова (1959), Т. А. Мамедова (1960, 1963, 1968), Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова (1958), К. Н. Паффенгольца (1959), В. П. Ренгартена (1958), В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), Э. Ш. Шихалибейли (1964₂), Д. М. Халилова (1962, 1967) и многих других.

Палеоцен

В пределах мегантиклинория Малого Кавказа палеоценовые отложения обнажаются в Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской, Мисхано-Кафанской, Араксинской и Талышской тектонических зонах и пред-

ставлены терригенно-флишоидными, песчано-мергельно-глинистыми и туфогенными литофациями мощностью до 800 м.

В строении некоторых структурных элементов Куринской впадины также отмечается присутствие отложений палеоценового возраста.

В северо-восточных предгорьях Малого Кавказа отложения палеоцена присутствуют в поперечных прогибах Сомхито-Агдамской зоны и участвуют в строении отдельных структур Предмалокавказского краевого прогиба. В Агджакендском и Казахском прогибах и в Предмалокавказском краевом прогибе наблюдается постепенный переход от датского яруса к палеоцену, а на положительных структурах палеоцен выпадает из разреза.

В пределах Агджакендского прогиба выходы палеоцена известны в долине р. Инджачай, ущелье Харахапут, в окрестностях сс. Шаумяновск, Армянские Борисы, Дозулар и Али-Байрамлы. В Агджакендском прогибе констатировано возрастание роли предпалеоценового размыва и несогласное их залегание на более древних отложениях. На западе разрез палеоценовых отложений отличается полнотой и согласным залеганием на породах датского яруса, в то время как на востоке наблюдается частичное и даже полное выпадение палеоцена из разреза (Аджидере).

К востоку от Агджакендского прогиба верхнепалеоценовые отложения установлены на левом берегу р. Тертер, у с. Мадагиз, где они представлены известковистыми, песчанистыми глинами мощностью всего 6 м, в которых изредка встречаются *Nummulites fraasi* de la Harpe, *Operculina* sp., указывающие на верхнепалеоценовый возраст отложений (определение Т. А. Мамедова).

В долине р. Инджачай, в окрестностях с. Гюлистан, верхний палеоцен установлен Д. М. Халиловым в 1957 г., где он несогласно залегает на верхнем мелу и сложен известковистыми алевролитами, глинами, мергелями и прослоями известковистых песчаников, известняков мощностью более 45—70 м, в которых наряду с *Globorotalia crassata* (Cushm.), *Gyroidina caucasica* Subb., *Gaudryina retusa* Cushm., *Marssonella indentata* Cushm. et Jarv. Т. А. Мамедовым обнаружены *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. deserti* de la Harpe, *N. praeexilis* Mamedov и др.

Отложения палеоценового возраста обнажаются также в окрестностях с. Зейва, где они представлены флишевым чередованием слоистых белесоватых известняков, мергелей и глин мощностью 40 м, в которых Д. М. Халиловым (1962) обнаружены *Globorotalia angulata* (White), *Ammodiscus incertus* Orb., *Gaudryina retusa* Cushm., *Globigerina compressa* Plum., *Gl. quadritriloculinoides* Chalil., *Gl. velascoensis* Cushm. var. *compressa* White и др., подтверждающие нижне- и среднепалеоценовый возраст вмещающих пород. Отсутствие верхнего палеоцена в данном разрезе объясняется размывом отложений раннеэценовой трансгрессии. Недалеко от с. Хархапут отложения нижнего палеогена приведены в тектонический контакт с верхним мелом.

Разрез палеоцена сложен зеленовато-серыми сильно перематыми известковистыми глинами с прослоями органогенно-обломочных известняков мощностью около 30 м с *Nummulites subplanulatus* Hantken et Mad., *N. thalicus* Davies, *N. exilis* Douv., *Stensioina caucasica* Subb., *Globigerina quadritriloculinoides* Chalil., *Gl. compressa* Plum., *Anomalina velascoensis* Cushm., *Actaeon* (*Semiactaeon*) *granum* Cossm., *Cardita minutula* Rom., *Nuculana* sp. и др., характеризующие верхнепалеоценовый возраст вмещающих отложений.

Западнее выходы палеоценовых отложений известны в окрестностях с. Армянские Борисы, у родника Шорбулаг и у сс. Дозулар и Али-

Байрамлы, где разрез слагается известняками, мергелями, аргиллитами мощностью от 100 до 200 м с характерным комплексом мелких фораминифер.

Отложения палеоцена прослеживаются также по скважинам на площадях Казанбулак, Алиушагы и др.

В пределах Казахского прогиба, по данным Т. А. Мамедова (1968), палеоценовые отложения занимают ограниченную площадь, они вскрыты скважинами в районе Акстафинского водохранилища и представлены известняками, мергелями, глинами мощностью 65 м с *Globorotalia angulata* (White), *Gaudryina retusa* Cushman, *Stensioina caucasica* Subb. (определения З. В. Кузнецовой). В северных предгорьях Малого Кавказа нерасчлененные дат-палеоценовые отложения установлены А. А. Атабекиным (1959) в бассейне р. Акстафачай, где они обнажаются в окрестностях сс. Алпоут и Софулу Казахского района. Эти отложения, залегающая трансгрессивно на маастрихте, представлены базальным конгломератом, мшанково-литотамниевыми известняками с прослоями мергелей мощностью 20 м.

В пределах Предмалокавказского краевого прогиба палеоценовые отложения были установлены в скважине на разведочной площадке Ждановск, где представлены сплошь глинистой литофацией мощностью 190 м с ассоциацией мелких фораминифер. В пределах Севано-Карабахской зоны отложения палеоцена развиты, видимо, широко, но перекрыты молодыми образованиями.

Отложения палеоцена установлены в западной части Мартунинского синклиория в междуречье Хачинчая и Каркарчая в районе сс. Ханабд и Верхний Клишбак, где разрез сложен светло-серыми, белыми пелитоморфными известняками, песчанистыми известняками, мергелями с прослоями глинистых песчаников и глин мощностью 50 м с микрофауной *Ammodiscus incertus* Orb., *Glomospira charoides* (Park et Jen.).

В зоне Шахдагского синклиория Т. Аб. Гасановым и Т. А. Мамедовым (1965) условно выделен палеоцен, сложенный почти однообразной толщей карбонатных пород мощностью 250—300 м. В этой толще очень редко встречаются плохо сохранившиеся раковины мелких нуммулитов и дискоциклин, не поддающиеся определению до вида.

В Мисхано-Кафанской зоне в пределах Кельбаджарской наложенной мульды палеоцен впервые был обнаружен Э. Ш. Шихалибейли и Г. И. Аллахвердиевым к юго-западу от с. Башлыбель, где отложения его слагают северо-восточное крыло Сарыбулахдагской синклинали и несогласно залегают на известняках верхнего сенона. Здесь палеоцен представлен массивными известняками мощностью 5 м с фауной *Acarinina clava* Chalil., *Globorotalia angulata* (White), *Globoconica quadririloculinoides* Chalil. (определения З. В. Кузнецовой).

Наряду с мелкими фораминиферами обнаружены морские ежи *Isaster abchasicus* (Schwetzov), *Duncania* cf. *luppovi* Bajargupasi и др. (определения М. М. Москвина), характеризующие палеоценовый возраст отложений (рис. 17).

В пределах Араксинской зоны палеоценовые отложения пользуются ограниченным распространением, обнажаясь в двух изолированных участках Ордубадского синклиория. Здесь палеоценовые отложения залегают согласно (постепенный переход) на датском ярусе верхнего мела, составляя с ним единую толщу. В полосе Шадыкенд — Бадамлы, по данным Д. М. Халилова, Ш. А. Азизбекова, нижний палеоцен представлен крупнозернистыми песчаниками, конгломератами, глинами мощностью 35—40 м с *Globorotalia angulata* (White), *Ammodiscus incertus* Orb., *Globigerina compressa* Plum., *Gaudryina retusa* (Cushman). Верхний палеоцен сложен голубовато-серыми глинами, песчаниками и мер-

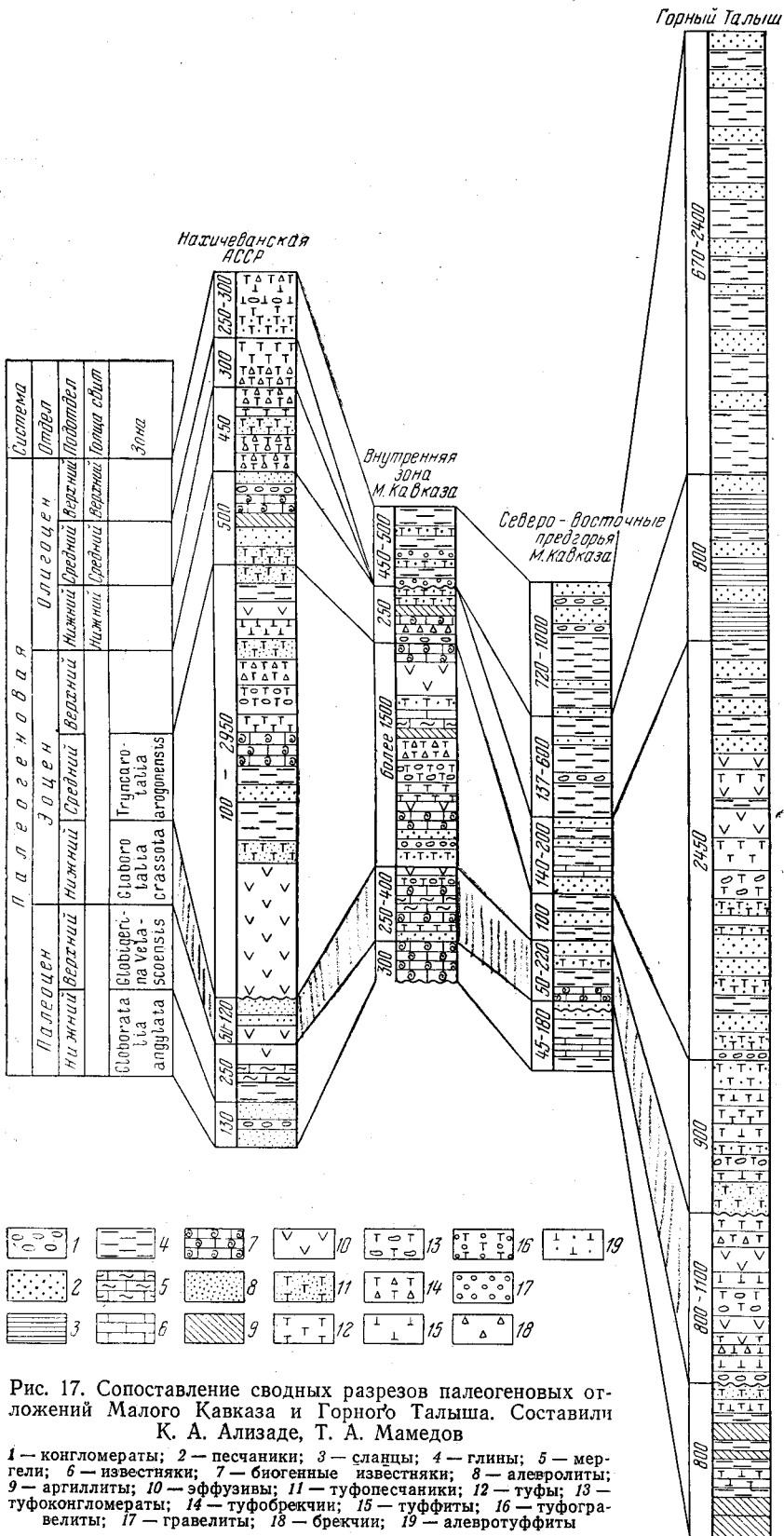


Рис. 17. Сопоставление сводных разрезов палеогеновых отложений Малого Кавказа и Горного Талыша. Составили К. А. Ализаде, Т. А. Мамедов

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — глины; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — биогенные известняки; 8 — алевролиты; 9 — аргиллиты; 10 — эффузивы; 11 — туфопесчаники; 12 — туфы; 13 — туфоконогломераты; 14 — туфобрекчи; 15 — туффиты; 16 — туфогравелиты; 17 — гравелиты; 18 — брекчи; 19 — алевротуффиты

гелями мощностью 35—45 м с *Globigerina velascoensis* Cushman, *G. varianta* Subb., *G. quadriloculinoides* Chalil.

В Ордубад-Джюльфинском районе отложения палеоцена, представленные терригенной фацией, обнажаются на левобережье р. Аракса от горы Даррыдаг до окрестностей Ордубада. Разрез сложен ритмичным чередованием аргиллитов, глин, песчаных и обломочных известняков, полимиктовых песчаников с иероглифами мощностью от 100—160 до 400—600 м и более. В этих отложениях обнаружены фораминиферы, карликовые пелелиподы, гастроподы и кораллы.

Нижний палеоцен мощностью 150 м характеризуется наличием *Globorotalia angulata* (White), *Globigerina varianta* Subb., *G. compressa* Plum.

Отложения верхнего палеоцена мощностью 250 м содержат *Globigerina quadriloculinoides* Chalil., *Globorotalia crassata* Cushman, *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. exilis* Douv., *N. subplanulatus* Hantken et Mad. Помимо фораминифер присутствуют *Gryphaea strea eversa* Mell., *Ampullina* sp., *Natica*.; из кораллов — *Goniopora rubis* (Reuss), *Actinacis rollei* d'Orb., (определения Р. Г. Гулиева) и др.

В пределах Талышской складчатой системы отложения палеогена пользуются широким развитием.

Таблица 1

Отдел	Подотдел	Свита	Литологическая характеристика	Мощность, м
Олигоцен	Верхний	Шишнаварская	Песчаники, конгломераты и глины	450—1300
	Средний	Перембельская	Глины и песчаники	220—1100
	Нижний	Тиякендская (часть свит Авдусина)	Мергели, глины и песчаники	До 800
Эоцен	Верхний	Аркеванская (= свите „d“ Авдусина)	Аргиллиты, алевролиты и туфы	До 800
		Пештасарская (= свите „с“ Авдусина)	Андезиты, базальты, туфобрекчии и редко глинистые сланцы	1000—1200
	Средний	Неслинская (= свите „b“ Авдусина)	Туфопесчаники, туфоконгломераты, глины, мергели и туффиты	500—1000
	Нижний	Космальянская (= свите „a“ Авдусина)	Покровы базальтов и андезитов туфобрекчий, туффиты и конгломераты	800—1300

Перерыв

Палеоцен	Астаринская	Туффиты и туфы, алевролиты зеленые, алевротуффиты, аргиллиты и мергели	550—800
----------	-------------	--	---------

Первая вероятная стратиграфическая схема Горного Талыша была предложена В. В. Богачевым (1926). В 1930 г. П. П. Авдусиным и А. Ф. Михайловым был определен возраст отложений. В дальнейшем К. А. Ализаде, Д. М. Халиловым в мощной толще палеогена Центрального Талыша были выделены нижний, средний, верхний эоцен и олигоцен без подразделения. Затем В. П. Ренгартенем и В. Г. Морозовой палеогеновые отложения Горного Талыша были расчленены в восходящей последовательности на ряд свит, имеющих местное значение (см. табл. 1).

Отложения палеоцена (астаринская свита), выделенные впервые В. П. Ренгартенем (1958), обнажаются в юго-восточной части Главного Талышского антиклинория, где разрез слагается из чередования аргиллитов с прослоями мергелей и глинистых известняков, алевротуффитов и слоистых туффитов общей мощностью 800 м. Палеоценовый возраст этой мощной толщи устанавливается на основании скудной микрофауны, из которой В. Г. Морозовой определены *Pleurostomella alternans* Schwa g., *Stensioina caucasica* (Subb.), *Globigerina compressa* Plu m m., *Cyroidina soldanii* (d'Arch.), *Globorotalia crassata* C u s h m., *Acarinina acarinata* Subb. Среди приведенных выше видов мелких фораминифер имеется ряд форм *Globorotalia crassata* (C u s h m.), характерных для нижнего эоцена, что дает основание верху астаринской свиты относить к низам нижнего эоцена.

Э о ц е н

Отложения эоценового возраста на территории Азербайджана распространены гораздо шире, чем палеоценовые, и принимают участие в геологическом строении почти всех структурных элементов мегантиклинориев Большого и Малого Кавказа и Куринской впадины.

Отложения эоцена в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа распространены в пределах отрицательных структур Сомхито-Агдамской зоны и широкой полосой прослеживаются от р. Тертер на востоке до границ Азербайджана с Грузией и Арменией на западе.

Нижнеэоценовые отложения в окрестностях с. Мадагиз представлены серовато-бурыми неслоистыми песчанистыми глинами с прослоями массивного обломочного биогенного известняка, переполненного раковинами мелких нуммулитов, дискоциклин и реже оперкулин и астероциклин мощностью 75 м. Т. А. Мамедовым определены *Nummulites exilis* Douv., *N. praemurchisoni* Nem. et Barkh., *N. bolcensis* Munier-Chalmas, *N. spileccensis* Munier-Chalmas, *N. pernotus* Schaub., *N. planulatus* (Lam.), *Operculina parva* Douv., *O. canalicifera* d'Arch., *Discocyclusina archiaci* (Schlimb.), *D. pratti* (Michel.), *Asterocyclusina* sp., *Alveolina* sp. Наряду с крупными фораминиферами обильно встречаются мелкие фораминиферы и единичные обломки моллюсков, из которых отметим *Globorotalia crassata* C u s h m., *Gl. marginodentata* Subb., *Chlamys* sp. Эти слои ранее относились к среднему эоцену по фауне нуммулитов, но Д. М. Халилов переопределил их возраст как нижнеэоценовый по фауне мелких и крупных фораминифер.

Разрез нижнего эоцена в долине р. Инджачай сложен серыми, зеленовато-серыми глинами, аргиллитами с многочисленными включениями палеоценовых глин и мергелей, а также глыб верхнемеловых известняков мощностью 70—90 м с фауной мелких фораминифер: *Globorotalia crassata* C u s h m., *G. subbotinae* M o g o z., *G. marginodentata* (Subb.), *Acarinina pentacamerata* (Subb.).

У с. Гюлистан по фауне мелких и крупных фораминифер в 1950 г. Д. М. Халилов установил нижнеэоценовый возраст слоев. По Т. А. Ма-

медову (1968), верхнепалеоценовые отложения вверх по разрезу здесь постепенно переходят в нижнеэоценовые образования. Последние представлены чередованием известковистых алевролитовых глин, полимиктовых песчаников и биогенных известняков мощностью 75 м, в которых обнаружены фораминиферы: *Nummulites exilis* Douv., *N. exilis involutus* Schal., *N. exilis robustus* Schaub., *N. nitidus* de la Harpe., *N. planulatus* (Lam.), *N. pernotus* Schaub., *N. bolcensis* Munier-Chalmas, *Operculina parva* Douv., *Discocyclus archiaci* (Schlumb.), *Asterocyclus* sp., *Alveolina bosci* Def., *Eponides trümpyi* Nuttall, *Globigerina varianta* Subb.

Разрез отложений нижнего эоцена в районе с. Зейва сложен мергелистыми глинами мощностью всего 15 м с *Globorotalia crassata* (Cushman), *Amodiscus incertus* d'Orb., *Bulimina pseudopuschi* Subb. В Карачинарском овраге нижний эоцен выражен в глинисто-песчаной литофации видимой мощностью 135—155 м и содержит фауну крупных и мелких фораминифер и моллюсков, среди которых наиболее характерными являются: *Nummulites* ex gr. *inkermanensis* Schaub, *N. subatacicus* Douv., *N. pernotus paraburdigalensis* Schaub, *Operculina parva* Douv., *O. ammonica* Leym., *Discocyclus* ex gr. *pratti* (Michelin), *Gumbelina subglabra* Cushman, *dozularensis* Chalil., *Globorotalia marginodentata* Subb., *Truncorotalia lensiformis* Subb., *Ostrea* sp., *Mesalia* sp.

На правом борту Хархапутского ущелья разрез нижнего эоцена, по Т. А. Мамедову (1967), состоит из известковистых и алевролитовых глин, известковистых полимиктовых песчаников и песчаных обломочно-биогенных известняков мощностью более 100 м с богатой фауной крупных фораминифер и моллюсков: *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. exilis* Douv., *N. nitidus* de la Harpe, *N. spileccensis* Munier-Chalmas, *Operculina parva* Douv., *O. canalifera* d'Arch., *Discocyclus douvillei* (Schlumb.), *Arca* sp., *Cardita minutula* Nom., *Turritella* sp.

По данным Д. М. Халилова (1962), в окрестностях сс. Шаумяновск и Армянские Борисы нижний эоцен представлен мергелями, мергелистыми глинами мощностью, колеблющейся от 10 до 50—60 м с *Globorotalia crassata* (Cushman), *Bolivina aduncosutura* Chalil., *Globigerina varianta* Subb., *Gl. triloculoides* Plumm.

Западнее нижнеэоценовые отложения прослеживаются и в Аджидеринском овраге, где в левом его борту разрез складывается из зеленовато-серых мергелистых глин с прослоями глинистых песчаников мощностью 61—67 м с характерной ассоциацией мелких фораминифер. Аналогичные разрезы отложений нижнего эоцена наблюдаются у родника Шорбулаг (185 м) и на берегу р. Кюракчай в районе с. Дозулар (60—70 м) с микрофауной: *Globorotalia crassata* Cushman, *G. marginodentata* Subb., *Acarinina clara* Chalil.

В крайней западной части северо-восточных предгорий Малого Кавказа — в пределах Казахского прогиба (окрестности с. Мусакей) разрез нижнего эоцена сложен вулканогенно-осадочными литофациями мощностью более 220 м.

В районе Акстафинского водохранилища скважинами были вскрыты самые низы нижнего эоцена, представленные глинистыми отложениями небольшой мощности, согласно налегающими на палеоцен.

Среди пород вулканогенно-осадочной толщи нижнего эоцена в окрестностях с. Мусакей обнаружены прослои фауносодержащих пород, из которых определены *Nummulites praelucasi* Douv., *N. subramondi* de la Harpe, *N. planulatus* (Lam.), *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. praeturchisoni* Nem. et Berkh., *N. incermanensis* Schaub., *Oper-*

culina parva Douv., *Cardita minutula* Roman., *Pitar lamberti* Desh., *Modiolus jeremeevi* Roman.

У с. Марага скважинами были вскрыты отложения эоцена, представленного тремя подотделами. Здесь нижний эоцен залегает на палеоцене согласно и сложен мергелистыми глинами мощностью 33 м с *Globortalia marginodentata* Subb., *Gl. crassata* Cushman.

Среднеэоценовые отложения в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа развиты почти в тех же пунктах, что и нижнеэоценовые. В окрестностях с. Мадагиз нижний эоцен согласно перекрывается слоями среднего эоцена. Д. М. Халилов (1962) в этом разрезе выделяет два горизонта: нижний с *Truncorotalia aragonensis* (Nuttall) и верхний с *Acarinina crassaformis* (Gall.), прослеживающиеся по Кировабад-Марагинской зоне.

Нижний горизонт представлен глинами с прослоями мергелей и маломощных песчаников мощностью 21 м с *Truncorotalia aragonensis* (Nuttall), *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *Globigerina pseudobulboides* Plum.

Верхний горизонт сложен чередованием зеленовато-серых мергелей и мергелистых глин с прослоями глинистых песчаников мощностью 17 м с *Acarinina crassaformis* (Goll. et Wissl.), *Globortalia rotundimarginata* Subb., *Globigerina frontosa* Subb. и др.

Аналогичный разрез среднего эоцена с теми же двумя горизонтами и литологическим составом и мощностью 93—100 м отмечается и в долине р. Инджачай, где песчаные компоненты в осадках сильно возрастают.

В районе окрестности с. Зейва средний эоцен представлен лишь нижним горизонтом, выраженным красно-бурыми, серыми мергелистыми глинами мощностью 16 м с *Truncorotalia aragonensis* (Nuttall), *caucasica* Glaess. Надо полагать, что верхний горизонт среднего эоцена здесь размыт.

В Карачинарском овраге в отложениях среднего эоцена по мелким фораминиферам также выделяются вышеупомянутые горизонты. В нижнем горизонте подобно Зейвинскому разрезу породы приобретают кирпично-красную и красно-бурую окраску. По данным Д. М. Халилова (1962), такая окраска наблюдается от окрестностей с. Карачинар на востоке до с. Дозулар на западе. Однако в восходящей последовательности породы приобретают зеленовато-серую окраску. Мощность обоих горизонтов в Карачинарском овраге составляет 46 м.

В Хархапутском ущелье по наличию *Acarinina crassaformis* (Goll. et Wissl) выделяется лишь верхний горизонт среднего эоцена, представленный мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и реже известковистыми глинами мощностью более 65 м.

В пределах Казахского прогиба, по данным Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), скважинами были вскрыты породы среднего (100 м) и верхнего (215 м) эоцена, выраженного глинами с прослоями известняков, мергелей и песчаников.

Отложения верхнеэоценового возраста в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа либо обнажаются на поверхности, либо вскрыты скважинами и представлены глинисто-песчаной и карбонатной литофациями общей мощностью, колеблющейся от 20 до 230 м, с характерными видами фораминифер, а также моллюсков.

На р. Тертер у с. Мадагиз в разрезе верхнего эоцена по микрофауне выделяются два горизонта: нижний с *Globigerina turkmenica* Chalil и верхний с *Globigerinoides conglobatus* (Bardy).

Нижний горизонт сложен рыхлыми разномерными песчаниками, мергелями и мергелистыми глинами мощностью 26 м с *Globigerina turkmenica* Ch alil., *Globigerinella micra* (Cole).

Верхний горизонт литологически состоит из серых, зеленовато-серых мергелистых глин с прослоями песчаников мощностью 15 м с *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerina corpulenta* Subb. В Инджачайском же разрезе Д. М. Халиловым (1962) наряду с вышеуказанными горизонтами выделяется еще и аналог горизонта с *Nonion curviseptum* и *Bolivina*. В данном разрезе горизонт с *Globigerina turkmenica* Ch alil. сложен мергелями, сланцеватыми глинами и песчаниками мощностью 14 м с *Globigerina turkmenica* Ch alil., *Globigerinella micra* (Cole), *Globigerina bulloides* d'Orb. Горизонт с *Globigerinoides conglobatus* представлен мергелистыми глинами разных оттенков мощностью 54 м; из сопутствующих фораминифер указываются *Bolivina nobilis* Hantken, *Bulimina pupoides* d'Orb. Аналог горизонта с *Nonion curviseptum* и *Bolivina* состоит из песчаников и мергелистых глин мощностью около 125 м с *Bolivina antegressa* Subb., *Glomospira charoides* (Park. et Jon). Д. М. Халилов отмечает, что хотя здесь отсутствует *Nonion curviseptum* Subb., однако по наличию представителей рода *Bolivina* можно выделить эту толщу как аналог горизонта с *Nonion curviseptum* и *Bolivina*.

В окрестностях с. Зейва, Карачинарском овраге и Хархапутском ущелье верхнеэоценовые отложения представлены песчано-глинистой литофацией мощностью 80—150 м. За исключением Хархапутского ущелья, где отмечается только наличие горизонта с *Globigerinoides conglobatus*, в остальных разрезах четко выделяются все три горизонта верхнего эоцена.

Верхнеэоценовые отложения, охарактеризованные богатой макро- и микрофауной, обнажаются и в окрестностях с. Гюрзаллар, где разрез сложен разномерными песчаниками, глинами, аргиллитами, алевролитами, песчанистыми глинами с редкими прослоями мелкообломочного конгломерата общей мощностью более 200 м. В этих породах обильно представлены моллюски и мелкие фораминиферы, из которых наиболее важными являются: *Chlamys solea* Desh., *Nucula peregrina* Desh., *Nuculana alexeevi* Mironova et Jarkin., *Thraciagrignonsis* Desh., *Corbula costata* Sow., *Dentalium* sp., *Bulimina ovata* d'Orb., *Eponides umbonatus* (Reuss.), *Globigerinoides* sp., *Bolivina* sp.

Гюрзалларские отложения на основании найденной характерной фауны отнесены к верхнему эоцену.

У родника Шорбулаг и в окрестностях с. Дозулар отложения верхнего эоцена, по данным Д. М. Халилова (1962), представлены лишь горизонтом *Globigerinoides conglobatus*. Надо полагать, что здесь горизонт с *Globigerina turkmenica* размыт и потому горизонт с *Globigerinoides conglobatus* мощностью 18 м с перерывом и угловым несогласием ложится на средний эоцен.

Палеогеновые отложения северо-восточных предгорий Малого Кавказа в сторону Куринской депрессии погружаются и покрываются мощными более молодыми образованиями. На площади Казанбулаг в отдельных скважинах были вскрыты породы эоценового возраста, содержащие нуммулитовую фауну. Наряду с Казанбулагом эоценовые отложения вскрыты скважинами и на площадях Алиушаги, Далимамедли, Аджидере, Гедакбоз, Сарваз-тепа и др. Они прослежены также скважинами в пределах Карабахско-Мильской равнины до Ждановского района. Здесь отложения эоцена вскрыты на глубине до 1590 м, где они согласно залегают на отложениях дания — палеоцена. Эоцен представлен мергелями, песчанистыми и карбонатными глинами с прослоями вулка-

нического пепла и с примесью туфогенного материала, общая мощность которых по скважинам колеблется от 160 до 380 м.

На площади Ждановск скв. 10 на глубине 802—820 м вскрыла сильноизвестковистые песчанистые глины и разнозернистые известковистые туфопесчаники, переполненные раковинами крупных фораминифер, среди которых определены: *Nummulites rectus* C u r r y, *N. budensis* H a n k e n, *N. chavannesi* de la H a r p e, *N. incrassatus* de la H a r p e, *N. orbigny* (G a l e o t t i), *Operculina alpina* D o u v., *Discocyclus* sp., *Asterocyclina taramellii* (S c h l u m b.), *Actinocyclina radians* (d' A r c h.), указывающие на верхнеэоценовый возраст отложений (Мамедов, 1968).

В Мартунинском синклиории у с. Марага скважинами были вскрыты отложения эоцена, представленного всеми тремя подотделами. Здесь нижний эоцен, по данным Д. М. Халилова (1962), залегает на палеоэоцене согласно и сложен мергелистыми глинами мощностью 33 м с *Globorotalia marginodentata* S u b b., *Gl. crassata* C u s h m. и др.

В районе Шахдагского синклиория, по данным Т. Аб. Гасанова и Т. А. Мамедова (1965), наиболее полный разрез нижнего эоцена фиксируется в верховьях р. Ахындычай в окрестностях с. Ново-Ивановка, где он представлен голубоватыми песчаниками, серыми туфопесчаниками, туффитами, линзами биогенных известняков, туфоконгломератами и андезитами общей мощностью 400 м, несогласно залегающими на известняках маастрихта. Т. А. Мамедовым из известняков определены *Nummulites praelucasi* D o u v., *N. pustulosus* D o u v., *N. irregularis* D e s h., *N. praemurchisoni* N e m. et B a r k., *N. pernotus* S c h a u b., *N. nitidus* de la H a r p e, *N. globulus* L e y m., *Discocyclus* ex gr. *archiaci* (S c h l u m b.), *D. sella* d' A r c h., *D. ex gr. scalaris* (S c h l u m b.).

В верховьях р. Акеры, в осевой части Даликдашской синклинали, нижний эоцен представлен обломочно-биогенными известняками, туфопесчаниками и прослоями туфов мощностью 22 м с фауной *Nummulites* ex gr. *praemurchisoni* N e m. et B a r k h., *N. ex gr. planulatus* (L e m.), *Discocyclus* sp.

В Мартунинском синклиории средний эоцен, вскрытый скважинами у с. Марага, представлен также двумя горизонтами и выражен глинисто-мергельной литофацией мощностью 67 м с характерной микрофауной *Truncorotalia aragonensis* (N u t t a l l.) *caucasica* G l a e s s., *Acarinina pentacamerata* S u b b., *A. crassaformis* (G o l l. et W i s s l.), *Globorotalia rotundimarginata* (S u b b.).

По данным Т. Аб. Гасанова и Т. А. Мамедова (1965), в пределах Шахдагского синклиория мощный вулканогенно-осадочный комплекс среднего эоцена с угловым несогласием залегает на карбонатных породах нижнего эоцена. Разрез среднего эоцена здесь, по Р. Н. Абдуллаеву и Т. Аб. Гасанову, в нижней части представлен полимиктовыми песчаниками, гравелитами, туфоалевролитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами и обломочными известняками. Верхняя же часть его сложена преимущественно вулканогенными породами порфиритового состава общей мощностью более 1500 м (в окрестностях с. Ново-Ивановка) с *Nummulites irregularis* D e s h., *N. distans* D e s h., *N. pratti* d' A r c h., *N. murchisoni* R u t., *N. partschi* de la H a r p e, *N. atacicus* L e y m., *Discocyclus* sp. (определения И. В. Качарова и Т. А. Мамедова).

Отложения верхнего эоцена также вскрыты скважинами в пределах Мартунинского синклиория, в окрестностях с. Марага, где по микрофауне отмечаются все три горизонта верхнего эоцена, представленного песчано-глинистыми литофациями общей мощностью 100 м с богатым комплексом мелких фораминифер. Отложения верхнего эоцена в пределах Сарыбабинского и Шахдагского синклиориев представлены

в основном вулканогенными образованиями, лишенными ископаемых остатков.

В Мисхано-Кафанской зоне нижнеэоценовые отложения обнажаются в пределах Кельбаджарской наложенной мульды и Гочасского синклинория. В Кельбаджарской наложенной мульде у кишлака Башлыбель Д. М. Халиловым (1962) отмечено наличие отложений нижнего эоцена, представленных флишевым чередованием мергелистых известняков и мергелей мощностью 100—120 м с микрофауной *Gumbelina subglabra* (Cush.) var. *dozularensis* Chalil., *Marssonella indentata* (Cuschm. et Jagv.), *Glomospira* ex gr. *charoides* (Park. et Jon.).

Отложения среднего эоцена, как и палеоцен-нижнеэоценовые, принимают участие в геологическом строении Гочасского синклинория и Кельбаджарской наложенной мульды.

Следует отметить, что схема стратиграфического расчленения среднего эоцена центральной части Малого Кавказа испытала значительные изменения в связи с проведением детальных съемочных работ и стратиграфических исследований в пределах Кельбаджарской наложенной мульды. Средний эоцен, по данным Э. Ш. Шахалибейли (1964₂), снизу вверх расчленяется на следующие горизонты: 1) горизонт полосчатых роговиков и андезитов мощностью 200 м; 2) свита слоистых туфогенов (далидагская свита) мощностью около 100 м; 3) зодский горизонт (нуммулитовые известняки) мощностью до 220 м.

Наиболее полный разрез зодского горизонта наблюдается вдоль западного склона хребта Мыхтекан, где нуммулитовые известняки несогласно залегают на отложениях мела. В разрезе зодского горизонта наряду с нуммулитовыми известняками имеются прослойки песчаников, андезитовых покровов и их туфов.

Нуммулитовые известняки зодского горизонта обнажаются также на западном склоне Сарыбулагдага. О. Д. Гамзаевым, Т. А. Мамедовым, Г. И. Аллахвердиевым и др. были установлены новые пункты выходов нуммулитовых известняков, из которых И. В. Качарава и Т. А. Мамедовым определены *Nummulites irregularis* Desh., *N. atacicis* Leym., *N. distans* Desh., *N. partschi* de la Harpe, *N. ex gr. uroniensiensis* Heim., *N. globulus* Leym., *N. cf. pratti* d'Arch., *Operculina* sp., *Discocyclusina archiaci* (Schlumb.), *D. discus* (Rut.), *D. pratti* (Michel.), *Asterocyclusina stellata* (d'Arch.).

Выше зодского горизонта согласно залегают породы свиты горизонта слоистых туфогенов, а в случае отсутствия нуммулитовых известняков последние ложатся резко несогласно на сенон. Эта свита сложена частым чередованием туфобрекчий, туфопесчаников, туфоалевролитов, аргиллитов, мергелей и известняков.

Свита слоистых туфогенов перекрывается горизонтом полосчатых роговиков и андезитов в истоках рек Барытлучай, Далидагсу, Човдарчай и прослеживается до хребта Мыхтекан. Описываемый горизонт представлен мощной толщей полосчатых роговиков и кремнецветных пород, в кровле которой залегают пачка темных известняков мощностью 30—40 м с *Nummulites atacicis* Leym., *N. uroniensiensis* Heim., *N. globulus* Leym., *N. cf. pratti* d'Arch., *Discocyclusina sella* d'Arch. Верхний эоцен был выделен Э. Ш. Шахалибейли (1964₂) в пределах Кельбаджарской наложенной мульды на северном склоне вершины горы Далидаг под названием толщи конгломератов мощностью 250 м, представленной чередованием конгломератов, брекчий, аргиллитов, песчаников, с редкими пропластками известняков, андезитов и андезито-базальтов. Верхнеэоценовый возраст данной толщи Э. Ш. Шахалибейли допускает на основании ее несогласного залегания на фаунистически доказанном среднем эоцене, а также по региональным соображениям.

Разрез толщи конгломератов был подробно изучен в 1964 г. Т. А. Мамедовым, среди пород этой толщи им были обнаружены две линзы черных биогенных известняков, переполненных многочисленными раковинами мелких нуммулитов и дискоциклин. Здесь оказались *Nummulites striatus* Brug., *N. cf. garnieri* Bouss., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. ex gr. pulchellus* Hantken, *Discocyclus varians* (Kauffman), *D. nummulitica* Gumb. и др., подтверждающие верхнеэоценовый возраст вмещающих отложений.

В Араксинской зоне широко развитые эоценовые отложения принимают участие в строении Ордубадского синклинория и Шаруро-Джюльфинского антиклинория. В этих структурах эоцен выражен терригенно-флишевыми, вулканогенными, вулканогенно-осадочными, туфогенно-осадочными и осадочной литофациями общей мощностью от 60—70 до 3500 м. Эоцен здесь представлен тремя подотделами, содержащими богатый комплекс фораминифер, моллюсков, кораллов, морских ежей и др. За исключением полос Шадыкенд — Кермечатах и Ордубад — Карадара, где наблюдается постепенный переход от верхнего мела (датского яруса) к палеогену, эоцен везде трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывает различные горизонты более древних геологических образований — от верхнего мела до перми и карбона включительно.

В окрестностях сс. Шадыкенд, Тиркеш и Кермечатах Шахбузского района Нахичеванской АССР нижний эоцен полностью представлен в осадочно-терригенных литофациях.

У с. Шадыкенд, по Д. М. Халилову (1962), нижний эоцен мощностью 50—55 м является непосредственным продолжением палеоцена и сложен чередованием известковистых глин, мергелей, песчаников и реже конгломератов, при преобладании первых с ассоциацией мелких фораминифер: *Globorotalia crassata* (Cushman), *Globigerina quadriloculinoides* Chalil., *Cibicides perlucidus* Nutt.

Юго-восточнее, в полосе Ордубад — Карадара, нижний эоцен, по данным Т. А. Мамедова (1968), также являясь непосредственным продолжением в разрезе верхнего палеоцена, представлен терригенно-флишевыми образованиями, состоящими из песчаных органогенно-обломочных известняков, известковистых полимиктовых песчаников, алевролитов с иероглифами мощностью около 1000 м, богато охарактеризованных фауной нуммулитов и моллюсков: *Nummulites nitidis* de la Harpe, *N. planulatus* (Lam.), *N. bolcensis* Munier-Chalmas, *N. spileccensis* Munier-Chalmas, *N. exilis* Douv., *Operculina* sp., *Nucula* sp., *Gryphaea korobkovi* Bagm., *Natica* sp., *Ampulina* sp., *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globorotalia crassata* (Cushman) и др.

Отложения среднего эоцена в пределах Араксинской зоны пользуются наибольшим распространением. Они обнажаются в Джульфинском, Ордубадском, Шахбузском и Норашенском районах Нахичеванской АССР, слагая бассейны верховьев Нахичеванчая, Алинджачая, среднее и верхнее течения Гилянчая. Кроме того, породы среднего эоцена обнажаются в бассейне р. Восточный Арпачай и в Джульфинском ущелье р. Аракса.

В пределах указанных районов средний эоцен сложен разнообразными литофациями: вулканогенной, осадочной (терригенной и карбонатной), вулканогенно-осадочной и туфогенной.

В северной части Нахичеванской АССР в районе сс. Шадыкенд и Кермечатах наблюдается согласный переход от нижнего эоцена к среднему. В подошве среднего эоцена на голубовато-серых глинах залегают характерные литотамниевые известняки мощностью 5—7 м, в которых Т. А. Мамедовым обнаружены *Nummulites globulus* Leym., *N. murchi-*

soni Rut. и др. Наличие этих форм позволяет отбить границу между нижним и средним эоценом.

В окрестностях с. Шадыкенд выше литотамниевых известняков разрез представлен глинами, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, туффитами с прослоями мергелей и сиреневых туфов общей мощностью более 120 м с фауной мелких фораминифер и делится на два горизонта с *Globorotalia aragonensis* (Nuttall), *G. crassaformis* (Goll et Wissl.).

Аналогичный разрез среднего эоцена имеется в районе с. Кермечатах мощностью 310 м с фауной *Nummulites purchisoni* Rut., *N. globularis* Leym., *N. laevigatus* Brug., *N. partschi* de la Harpe.

На северо-восточном крыле Шаруро-Джувльфинского антиклинория отложения датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена выклиниваются и средний эоцен трансгрессивно налегает на сенонские известняки и более древние образования. В окрестностях ст. Неграм и у Кызылванка среднеэоценовые нуммулитовые известняки, имея в основании мощный базальный конгломерат, срезают последовательно отложения верхнего мела и нижней юры, а в юго-восточной части ущелья в районе развалин Джуга среднеэоценовые отложения трансгрессивно залегают на брекчиевидных розовых доломитах верхнего триаса. На горе Агкая средний эоцен также через базальный конгломерат трансгрессивно налегает на отложения верхнего мела. В бассейне р. Восточный Арпачай, в районе сс. Джагадзур, Хачик (Армянская ССР), Верхний Яйджи, среднеэоценовые отложения трансгрессируют как на верхний мел, так и на палеозойско-триасовые образования. Здесь их залегание на различных стратиграфических единицах и комплексах обусловлено блоковой досреднеэоценовой структурой этой части Шарурского антиклинория. Такое же взаимоотношение наблюдается и в районе с. Юхары Данзик, где по одну сторону надвига среднеэоценовые отложения, слагающие вершины гор Ахсал и Каракая, залегают на известняках сантона, а по другую сторону надвига — на нижней перми.

На крайнем северо-западе Нахичеванской АССР, в районе с. Гюннут, средний эоцен, как и в районе сс. Хачик, Джагадзур и Верхний Яйджи, налегает на различные горизонты верхнего мела, триаса, перми и карбона.

На указанных выше участках разрез среднего эоцена сложен главным образом нуммулитовыми известняками, нуммулитовыми песчаниками, реже аргиллитами и глинами мощностью не более 100—120 м с *Nummulites rotularis* Desh., *N. globulus* Leym., *N. uroniensis* Heim., *N. atacicus* Leym., *N. brongniarti* d'Arch. et Haime, *N. laevigatus* Brug., *N. perforatus* (Montf.), *N. purchisoni* Rut., *N. partschi* de la Harpe, *Assilina laxispira* (de la Harpe), *Discocyclus archiaci* (Schlumb.), *D. pratti* (Michel.), *D. nummulitica* Gumb. Наряду с нуммулитами и орбитоидами здесь встречаются также крупные ядра моллюсков, морские ежи, брахиоподы, кораллы и др.

В центральной и юго-восточной частях Ордубадского синклинория состав отложений среднего эоцена меняется; на смену нуммулитовым известнякам и конгломератам приходят вулканогенные, вулканогенно-осадочные и туфогенные образования.

В указанных частях Ордубадского прогиба средний эоцен начинается вулканогенной толщей. Эта толща, пользующаяся в Ордубадском прогибе небольшим площадным распространением и характеризующаяся большими мощностями, залегают с угловым несогласием на фаунистически хорошо охарактеризованных терригенно-флишевых отложениях нижнего эоцена.

По данным Ш. А. Азизбекова (1961), вулканогенная толща широко развита в высокогорной части Зангезурского хребта и протягивается от истоков Гилянчая через сс. Хурст, Аляги, Насирваз, Урумыс, Пазмара до правого берега Ордубадчая, слагая левобережье среднего и верхнего течений Гилянчая, бассейны среднего течения Урумысчая, Ванандчая, Акулисчая и вершины Капуджик, Газангельдаг, Давабойны. Кроме указанных пунктов вулканогенная толща обнажается в ядрах Караулхана-Кутандагской и Тохлуджинской антиклинальных складок, а также в Шахбузском районе к востоку от с. Бадамлы. На этой территории в направлении к западу и юго-западу от высокогорной части Зангезурского хребта породы вулканогенной толщи претерпевают значительные литофациальные изменения; причем в этом же направлении уменьшаются и мощности вулканогенной толщи от 1000 м (район Зангезурского хребта) до полного выклинивания ее в полосе Кермечатах, Нагаджир, Яйджи. По данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева, в высокогорной части Зангезурского хребта в строении толщи главную роль играют различные порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты, причем эффузивные образования преобладают в нижней части толщи.

На участке горы Дашбаши и между сс. Керимкулидиза и Билав в бассейне среднего течения Гилянчая, по Ш. А. Азизбекову (1961), вулканогенная толща представлена туфобрекчиями, туфоконгломератами, порфиритами и их туфами, которые с угловым несогласием (до 10°) налегают на терригенно-флишевые отложения палеоцена — нижнего эоцена.

Вышележащий комплекс среднего эоцена (выше вулканогенной толщи в разрезе) Ш. А. Азизбековым (1961) расчленен на две толщи (снизу вверх): вулканогенно-осадочную и туфоконгломератовую.

Вулканогенно-осадочная толща широко распространена в Шахбузском, Джульфинском и Ордубадском районах Нахичеванской АССР, слагая бассейны верховьев Нахичеванчая и Гилянчая, среднее и верхнее течения рек Гилянчай и Дюглюнчай. По данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева (1957), в междуречье Гилянчая и Ванандчая породы вулканогенно-осадочной толщи слагают крылья пологой синклинальной складки и принимают участие в строении Кетамской антиклинали. Отдельные выходы ее зафиксированы в ядрах антиклинальных складок у с. Биченак и на участке хребта Тохлуджа. В отличие от вулканогенной толщи в строении данной толщи основную роль играют осадочные образования: туфопесчаники, аргиллиты, алевролиты, известняки, встречаются также прослои туфоконгломератов, туфобрекчии, туфов и реже порфиритов.

Наиболее характерный и полный разрез вулканогенно-осадочной толщи наблюдается в окрестностях сс. Парага и Арафса, где мощность ее превышает 900 м. Этот разрез сложен аргиллитами, туффитами, туфопесчаниками, песчаниками, линзами известняков, туфобрекчиями, туфоконгломератами и различными брекчиевидными порфиритами с богатой фауной нуммулитов и моллюсков *Nummulites paritschi* de la Harpe, *N. uroniensis* Heim., *N. laevigatus* Brug., *N. brongniarti* d'Arch. et Haime, *N. perforatus* (Montf.), *N. distans* Desh., *N. palygyratus* Desh., *N. globulus* Leym., *N. puschi* d'Arch., *Assilina exponens* Sow., *Dyscocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. pratti* (Michel.), *D. sella* d'Arch., *D. nummulitica* Gumb., *Gryphaea (Gigantostrea) gigantea* Sol., *Spondylus radula* Lam., *Meretrix villanova* Desh., *Turritella (Haustator) imbricataria* Lam., *T. (Haustator) oppenheimi* New., *Cepatia cepacea* (Lamk.), *Chama lamellosa* Lam., *Panope heberti* Bosquet и др. (определения Т. А. Мамедова). Над вулканогенно-осадочной толщей согласно залегают породы туфоконгломератовой толщи

среднего эоцена, представленные туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и разнообразными порфиритами мощностью от 78 м (окрестности с. Гял) до 800 м (окрестности с. Тиви, правый берег р. Гилянчай).

В описываемой толще редко попадаются раковины *Ostrea*. Ш. А. Азизбековым (1961) возраст туфоконгломератовой толщи определяется как позднеэоценовый; допускается, что она подстилается среднеэоценовой вулканогенно-осадочной толщей и перекрывается осадочной толщей верхнего эоцена. Однако исследования Т. А. Мамедова, проведенные им в Шурутской синклинали, показали, что нижние горизонты осадочной толщи (парадашской), покрывающие туфоконгломератовую, носят туфогенный характер и содержат нуммулитовую фауну среднеэоценового возраста: *Nummulites uroniensis* d'Arch., *N. perforatus* (Montf.), *Discocyclus nummuliticus* Gumb., *Crassatella archiaci* Bell., *Gryphaea gigantea* Sol., *Velates schmidelianus* Chem., *Campanile rarinosum* Cossm. и др.

Отложения верхнего эоцена развиты в бассейнах средних течений Алинджачая, Нахичеванчая и Гилянчая обнажаются в Парадашском и Норо-Тиркешском прогибах.

Наиболее полный и фаунистически богато охарактеризованный разрез верхнего эоцена наблюдается по линии Шурут — Парадаш, где максимальная мощность его достигает 500 м. Здесь разрез представлен туфопесчаниками, сильноизвестковистыми разномышными песчаниками, аргиллитами, глинами, прослоями конгломератов и песчаных биогенных известняков с фауной *Nummulites striatus* Brug., *N. paradaschensis* Mamedov, *N. perforatus* (Montf.), *N. incrassatus* de la Harpe, *N. millecaput* Boub., *N. gizehensis* Forsk., *N. chavannensi* de la Harpe, *N. garnieri* Bouss., *N. budensis* Hantken, *N. variolarius* (Lamm.), *Assilina exponens* Sow., *A. azizbekovi* Mamedov, *Operculina alpina* Douv., *O. granulosa* Leym., *Discocyclus nummuliticus* Gumb., *D. varians* (Kauffman), *Bolivina antegressa* Subb., *B. adena umbilicatula* Montag., *Cassidulina subglobosa* Brady и др. (микрочауна определена Д. А. Агаларовой).

Из отложений верхнего эоцена Р. Г. Гулиевым определены следующие кораллы: *Euphyllina contota* Catullo, *Leptomussa elleptica* (Reuss), *Trochosmilia acutimargo* Reuss, *T. brachypoda* Reuss.

По данным Ш. А. Азизбекова, К. А. Ализаде, Т. А. Мамедова, Д. М. Халилова и др., верхний эоцен представлен лишь своими нижними горизонтами.

Эоценовые отложения широко развиты в пределах Горного Талыша, слагающая основные структуры Главного Талышского антиклинария.

Нижний эоцен (нижняя половина космальянской свиты) свое типичное развитие получает в Лерикском районе, по долине р. Конджа-вучай вдоль хребта Ляжи, где наблюдается трансгрессивное его залегание на подстилающих отложениях астаринской свиты. Разрез нижнего эоцена здесь сложен (снизу вверх): базальными конгломератами, грубыми туфитами с включениями базальтовых и андезитовых лав, плотными туфобрекчиями, чередованием покровов андезито-базальтов, туфобрекчий и туфоконгломератов общей мощностью от 800 до 1100 м с фауной мелких фораминифер: *Globorotalia crassata* Cushman, *G. subbotinae* Moroz., *Acarinina acarinata* Subb., *Globigerina subsphaerica* Subb.

Отложения среднего эоцена (верхняя половина космальянской свиты) широко распространены в окрестностях сс: Мистан, Гильдере, Дыга, Кашхал, Келябин, Дивагач, Пирасора и др.

Разрез среднего эоцена в своей большей нижней части представлен мощной толщей туфогенно-осадочных пород, преобладающим развитием в которой пользуются разнородные туфопесчаники, алевротуффиты и прослои туфобрекчий и туфоконгломератов. Типичный разрез данной толщи фиксируется в окрестностях с. Дивагач, где максимальная ее мощность достигает почти 620 м. Из этих отложений Т. А. Мамедовым определены *Nummulites laevigatus* Brug., *N. partschi della* Hague, *N. brongniarti* d'Arch. et Haime, *N. uroniensis* Heim., *N. puschi* d'Arch., *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *Operculina* sp., *Discocyclus archiaci* (Schlumb.), *Asterocyclus tramellii* (Schlumb.), *Actinocyclus munieri* (Schlumb.). Из среднего эоцена К. А. Ализаде и М. А. Багмановым определены следующие формы: *Rhinoclavis (Semivetagus) unisulcatus* (Lamarck), *Voluta* sp., *Turritella* sp. и др. Самые верхи среднего эоцена сложены потоками андезитовых и базальтовых лав и их пирокластолитами с максимальной мощностью 260 м. Таким образом, общая максимальная мощность среднего эоцена составляет 900 м.

В основании верхнеэоценового комплекса в Лерикском районе обнажается так называемая неслинская свита (по В. Г. Морозовой) мощностью 500—600 м. Эта свита через базальный конгломерат трансгрессивно налегает на отложения среднего эоцена и представлена она разнородными туфопесчаниками, песчаниками, песчанстыми глинами и сланцеватыми глинами, содержащими микрофауну: *Rotalia mexicana* Nutt., *Globigerinoides conglobatus* (Grady), *Globigerinella micra* (Cole) (Халилов, 1962) и моллюсков: *Chama calcazata* Lam., *Arcabiangulata* Lam., *A. meskhetica* Katsch., *Pectunculus achalzichensis* Katsch., *Spondylus radula* Lam., *Modiolus elegans* Sow., *Patella raincourti* Desh., *Turritella imbricata* Lam., *Rimella (fissurella) rimosa* (Sol.) labrosa (Sow.) и др. (определения М. А. Багманова).

На отложениях неслинской свиты залегает мощная толща вулканогенных пород, названная В. П. Ренгартемом пещтасарской свитой. Разрез данной свиты сложен туфопесчаниками, туфобрекчиями, различными туфами и андезито-базальтами и редкими глинистыми сланцами общей мощностью около 1000 м. В породах описываемой свиты была найдена скудная фауна мелких фораминифер и *Aturia*.

Разрез верхнего эоцена Горного Талыша завершается мощной (около 850 м) толщей песчано-глинистых пород (аркеванская свита), получивших свое развитие по р. Виляжчай, где она залегает между вулканогенной пещтасарской свитой верхнего эоцена и осадочными образованиями хадумского горизонта нижнего олигоцена. В отложениях этой толщи по р. Виляжчай В. Г. Морозовой определены *Globigerinoides conglobatus* (Grady) и *Globigerinella micra* (Cole) и др., подтверждающие верхнеэоценовый возраст вмещающих пород.

Олигоцен

Олигоценовые отложения широко распространены в пределах Предмалокавказского краевого прогиба, мегантиклинория Малого Кавказа и мегантиклинория Большого Кавказа, где они представлены в основном в литофации майкопской серии со скудными палеонтологическими остатками мощностью, колеблющейся от нескольких метров до 3000 м.

Олигоценовые отложения в Предмалокавказском прогибе выражены в фации майкопской серии. Здесь нижний олигоцен развит на большой площади от Тертера до Казанбулага и сложен глинисто-песчаными отложениями с прослоями конгломератов с характерной микро-

фауной. Мощность нижнего олигоцена в Предмалокавказском краевом прогибе возрастает до 1000 м (Нафталан, Казанбулаг), и происходит смена груботерригенного материала (конгломераты, гравелиты) терригенным (глинисто-песчаным).

В отдельных структурных элементах прогиба резко изменяются цвета пород, слоистость, карбонатность, появляются мощные пачки грубообломочного материала и, наконец, они отличаются сравнительной бедностью мелких фораминифер и содержанием моллюсковой фауны, ихтиофауны и флоры. В долине р. Инджачай верхнеолигоценовые отложения без заметного углового несогласия переходят в темно-серые глины с налетом ярозита нижнемайкопского возраста.

В результате изучения макро- и микрофауны олигоценовые отложения подразделены на три подотдела.

Нижний олигоцен, выраженный темно-серыми глинами с налетом ярозита мощностью 42 м, по содержащимся остаткам именуется горизонтом *Planorbella*, в котором встречаются и мелкие фораминиферы *Globigerina officinalis* Subb., *G. tumbuli* Chalil. Встречаются также обломки костей, чешуи и зубы рыб.

Выше следует мощная толща 300 м сланцеватых известковистых глин с налетом ярозита, которые характеризуются также наличием видов микрофауны: *Caucasina schischkinskayae* (Samoil) oligocaenica Chalil., *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.). Наряду с ними обнаружены многочисленные обломки костей, чешуи рыб и остракоды.

Следует отметить, что в последние годы в отложениях нижнего олигоцена Зейвинского разреза Д. Д. Джафаровой найдены и определены из ихтиофауны следующие виды: *Pomolobus curtus* Danilt., *Vincigueria obscura* Danilt., *Merluccius inferus* Danilt. и др., а Г. М. Касумовой определены растительные остатки, среди которых наиболее характерными являются *Sequoia landsdorffi* (Br.) Heeg., *Quercus neriifolia* A. Br., *Ginnatomum lanceolatum* Heeg. и др.

Далее на запад и северо-запад нижнеолигоценовые отложения обнажаются в Карачинарском, Хархапутском оврагах, окрестностях с. Армянские Борисы, в Аджидере, у родника Шорбулаг и в окрестностях с. Дозулар, где нижний олигоцен представлен песчано-глинистыми литофациями мощностью от 137 до 440 м с характерной фауной *Planorbella*, фораминифер и остракод.

По данным Э. Ш. Шихалибейли (1964₂), олигоценовые отложения юго-восточнее р. Тертер погружаются под более молодые образования Предмалокавказского краевого прогиба, где они вскрыты буровыми скважинами вплоть до Ждановска. Юго-восточнее р. Тертер в районе Мир-Башир песчаность нижнего олигоцена возрастает. К востоку от г. Агдам, у с. Сарыджаллы, буровыми скважинами на небольшой глубине вскрыта подошва нижнего олигоцена, представленная грубообломочными породами, протягивающимися до территории Имишлинского района. В пределах Мартунинского синклиория отложения нижнего олигоцена сложены глинисто-песчаными литофациями с теми же тремя горизонтами, что и в Инджачайском разрезе.

Из-за отсутствия резкой границы между средним и верхним олигоценом и палеонтологических остатков в предполагаемом верхнем олигоцене их приходится рассматривать совместно. Отложения среднего и верхнего олигоцена в разрезе р. Инджачай представлены мощной толщей глин табачного цвета, сильно ожелезненных, загипсованных, почти известковистых, с септариевыми конкрециями доломитизированных мергелей. Над этой толщей глин залегает мощная песчано-конгломератовая пачка пород с фауной. Стратиграфически выше следуют грубообломочные породы инджачайского горизонта с обильной фауной мол-

люсков общей мощностью 720 м. Из описанных выше отложений, особенно из верхней части, К. А. Ализаде и И. А. Коробковым определены *Pectunculus obovatus* Desh., *Astartekickxi* Nyst., *Balbylonia caronis* Brongn., *Cassidaria buchi* Boll., *Melanopsis callosa* Braun., *Lentidium elongatum* Sandb., *L. lamberti* Cossm., *georgiana* Zot., *Ostrea callifera* Lam., *Pleurotoma duchastelli* Nyst., *Tornatella simulata* Soland., *Typhis cuniculosus* Nyst., *Neritina fluviatilis* L. и др.

Из септариевых конкреций определены растительные остатки, среди которых наиболее характерными являются *Engelhardtia brongniarti* Sap., *Quercus drymeja* Heeg., *Ficus arcinervis* Cossm. и др.

Средне- и верхнеолигоценовые отложения обнажаются также и в Зейвинском овраге, где разрез начинается конгломератами, гравелитами, песчанистыми глинами, переходящими вверх по разрезу в мощную глинистую толщу. Разрез заканчивается здесь плотными, местами загипсованными гравелитами и глинисто-песчаными отложениями общей мощностью более 1000 м. В этих отложениях обнаружены *Pectunculus obovatus* Desh., *Pleurotoma duchastelli* Nyst., *Patella* sp. Из микрофауны можно указать *Rotalia mexicana* Nutt. *caucasica* Chali.

Самые верхи Зейвинского разреза могут быть предположительно отнесены к нижнему миоцену, так как в них найдены единичные экземпляры миоценовых фораминифер.

В Қарақинарском овраге отложения среднего и верхнего олигоцена не выделяются, а в Хархапутском ущелье отложения указанного возраста представлены грубообломочными породами с фауной *Pectunculus obovatus* Lamk., *Ostrea callifera* Lamk.

Далее на запад, в районе Аджидере, средний и верхний олигоцен обнажаются на большой площади и сложены разнородными песками, песчаниками, микроконгломератами, некарбонатными глинами общей мощностью около 1000 м с *Ostrea callifera* Lamk. и чешуями рыб. Наподобие Зейвинского и здесь самые верхи разреза также предположительно относятся к нижнему миоцену.

Олигоценовые отложения скважинами вскрыты и на западе, недалеко от с. Ленинкенд, где они выражены в глинистой литофации и перекрыты акчагылом.

По данным М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова, породы среднего и верхнего олигоцена в Средне-Куруинской впадине обнажаются на юго-восточном окончании южного склона Чобандагского хребта и представлены глинами с сидеритовыми и мергелистыми конкрециями; мощность 85 м. Перекрыты они трансгрессивно средним сарматом.

Наибольшей мощности (750 м) олигоценовые отложения достигают в районе с. Акстафы на правом берегу р. Акстафачай, где они представлены глинами и песками с прослоями вулканического пепла и с рыбьими остатками.

На левобережье нижнего течения р. Базарчай, вдоль юго-западного крыла Гочасского синклиория, в районе Кубатлов, наблюдается несогласное залегание среднего майкопа на отложениях эоцена.

Не располагая палеонтологическими остатками, И. Г. Гусейнзаде и другие исследователи по-разному определяли возрастное положение этих отложений. Их принадлежность к среднему олигоцену была окончательно установлена благодаря исследованиям К. А. Ализаде, И. Н. Асланова, Б. Г. Керимова, А. З. Абдуллаева и др. Представлены они чередованием шоколадно-бурых, желтовато-серых тонкослоистых глинистых туфопесчаников, гравелитов, глин с налетами ярозита мощностью от 230 до 340 м.

В верхах разреза преобладают грубообломочные породы. Из этих отложений определены *Pectunculus obovatus* Lamk., *Lentidium lam-berti* Cossm *incrassata* (Sw.), *Cardium haussmani* Phil., *Panope heberti* Nyst., *Polymesoda convexa* (Bost.), *Turritella planispira* Nyst., *Galeodes korobkovi* Alz. et Bagm. и др.

Отложения олигоценового возраста (муганлинская свита) обнажаются также и в окрестностях с. Муганлы, налегая несогласно на среднеэоценовые породы, в низах представлены глыбовыми конгломератами, состоящими из обломков гранитоидов и эффузивных пород мощностью 150 м, а в верхах — ржаво-бурыми глинами, песчаниками, мелкогалечными конгломератами и линзой известняка мощностью 300—350 м. Таким образом, общая мощность среднего олигоцена составляет 450—500 м.

А. З. Абдуллаев отложения олигоцена отмечает и в левобережье низовьев р. Акеры. Здесь разрез олигоцена отличается от Кубатлинского преобладанием в его верхах конгломератов и гравелитов. Наряду с этим, по данным В. Е. Хайна (1950₁) и Э. Ш. Шихалибейли (1964₂), олигоценовые отложения пользуются широким развитием и в пределах Нижне-Араксинской депрессии, на берегах р. Аракса у с. Худаферин, где они слагаются песчано-конгломератовой толщей с прослоями глин шоколадно-бурого цвета общей видимой мощностью до 1000 м. Эти отложения перекрыты (северный склон хребта Диридаг) континентальным плиоценом.

Олигоценовые отложения в Араксинской зоне (Нахичеванская АССР) распространены в восточной и северо-восточной частях Неграмского плато, по нижнему течению р. Алинджачая и в районе горы Даррыдаг. Олигоцен обнажается также и в районе сс. Абракунис, Норашен, Сурамалик-Азнабюрт и на юге в окрестностях с. Яйджи и развалин Джуга.

По литологическим особенностям олигоцен Нахичеванской АССР Ш. А. Азизбековым (1961) расчленяется на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя толща сложена ожелезненными туфобрекчиями с прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов и брекчиевидных андезитов мощностью до 450 м (район горы Даррыдаг).

Средняя толща отличается от нижней своей голубовато-серой и зеленой окраской. Она представлена в основном туфогравелитами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и туфами мощностью от 1,5—2 м (с. Неграм) до 300 м (около горы Даррыдаг). Верхняя толща красновато-бурого цвета, как и нижняя, состоит главным образом из туфопесчаников и туфоконгломератов, а также туфогравелитов и туфобрекчий, мощностью 250—300 м в окрестностях с. Абракунис. Эти отложения, условно относимые к олигоцену, не содержат палеонтологических остатков.

В Талышской складчатой зоне олигоценовые отложения принимают участие в строении Ярдымлинского синклинория, Лерикского прогиба и др. В пределах Горного Талыша нижний олигоцен (тилякендская свита) обнажается в бассейне р. Виляжчай, в окрестностях с. Тилякенд, по дороге пл. Ленкорани в Лерик, у с. Азербайджан, на северном склоне Алашар-Буроварского хребта и др., где он представлен известковистыми глинами, глинистыми сланцами и разнородными песчаниками с конкрециями мергелей мощностью около 800 м с *Globigerina officinalis* Subb., *G. ex gr. bulloides* d'Orb., *Rotalia mexicana* Nuttall (определения Д. М. Халилова). Из этих же отложений К. А. Ализаде собрал и М. Д. Узнадзе определены остатки растений: *Fraxinus juglandina* Sap., *Pteris cadigera* Sap., *Andromeda protogaea* Ung. и др., свидетельствующие о нижнеолигоценовом возрасте вмещающих пород.

Средне- и верхнеолигоценовые отложения Горного Талыша (перембельская и шишнаварская свиты) развиты почти в тех же местах, что и нижнеолигоценовые. Разрез среднего и верхнего олигоцена представлен серыми, шоколадно-бурыми тонкослоистыми глинами, чередующимися с разнородными песчаниками с налетом ярозита. Местами встречаются мергелистые конкреции.

Между бассейнами Виляжчая и Болгарчая вверх по разрезу наблюдается возрастание роли грубообломочных пород. В этих отложениях В. Г. Морозовой были найдены фораминиферы, мелкие обломки костей и чешуи рыб. Общая мощность среднего и верхнего олигоцена колеблется от 670 до 2400 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

Изучением палеонтологии и стратиграфии миоценовых отложений в течение ряда лет занимались Н. И. Андрусов, К. А. Ализаде, А. Г. Алиев, М. Г. Агабеков, Ш. А. Азизбеков, В. В. Богачев, В. В. Вебер, А. Г. Ворошилова, Д. В. Голубятников, И. М. Губкин, Х. С. Джабарова, Г. М. Касумова, З. В. Кузнецова, В. П. Куцев, А. В. Мамедов, Ш. Мамедзаде, В. М. Победина, К. М. Султанов, Д. М. Халилов, Н. С. Шатский, Э. Ш. Шихалибейли, А. И. Азизбекова, Э. З. Атаева и др.

Сакараульский и коцахурский горизонты. Наличие отложений сакараульского и коцахурского горизонтов в Азербайджане было выявлено на основании изучения микрофауны Д. М. Халиловым и З. В. Кузнецовой (1964) в районе Казах-Мамедтапа, Ленинабада, Тумарханлы.

Сакараульский горизонт, составляя часть верхнего майкопа (шефекский горизонт, по И. А. Меликову), в Кировабадском районе литологически представлен в глинистой и глинисто-песчаной фациях.

Отложения сакараульского горизонта (50 м) с характерной фауной также встречаются в районе Казах-Мамедтапа, Ленинабада, где в зоне *Neobulimina elongata leninabadensis* Kuzn. (in litt.) встречаются *Bulimina tumidula* Bogd., *Virgulina perosa* (Reuss.), *Virgulina schreibersiana* Csje k., *Elphidium kvesanensis* Artch., *Cibicides vario-latum* Orb., *Floribus* aff. *incisus* (Cushman.), *Lagena vilardebona* Orb.

З. В. Кузнецова (1959) сакараульский горизонт выделяет в пределах Талыша (Тумарханлы) со следующими видами фораминифер: *Bulimina tumidula* Bogd., *B. ovata* Orb., *Neobulimina elongata leninabadensis* Kuzn. (in litt.).

З. В. Кузнецова верхнюю часть майкопской серии района Казах-Мамедтапа, Ленинабада и Тумарханлы, лишенную микрофауны и срезанную акчагыльской трансгрессией или перекрытую отложениями тарханского горизонта, выделяет как аналог коцахурского горизонта. Литологически осадки его представлены некарбонатными глинами с рыбьими и растительными остатками мощностью 130 м.

Отложения рассматриваемого горизонта прослеживаются также в районе Ждановска и в полосе Худаферин — Бекманлы.

Помимо фораминифер в отложениях верхнего майкопа ряда районов, как, например, Прикаспийско-Кубинском (Чандагар — Мешриф — Зейва), Шемахино-Кобыстанском (Донгуздык, Кафтаран, Матрага и др.), Предмалокавказском (Казах-Мамедтапа, Агдам, Худаферин — Бекманлы), Талышском (Агдаш), встречены характерные представители диатомей.

В Нахичеванской АССР нижнемиоценовые слои, по Ш. А. Азизбекову (1961) относящиеся к нижнему отделу соленосной толщи, представлены глинами, мергелями и песчаниками с фауной *Limnaea* sp., *Spirialis* sp., *Cryptodon* ex gr. *subangulatus* R. Hoern., *Natica* sp., *Planorbis* ex gr. *cornucopia* Bailig. (определения К. М. Султанова и А. Г. Эберзина).

Тарханский горизонт. Отложения Тарханского горизонта изучали М. Г. Агабеков и А. В. Мамедов (1960), Ш. А. Азизбеков (1961), А. А. Ализаде и др. (1966), К. А. Ализаде (1959), Г. А. Ахмедов (1957), Н. А. Кудрявцев (1933), З. В. Кузнецова (1959), С. Г. Салаев (1961), К. М. Султанов (1953), Д. М. Халилов (1941, 1952), Н. С. Шатский и В. В. Вебер (1931) и др.

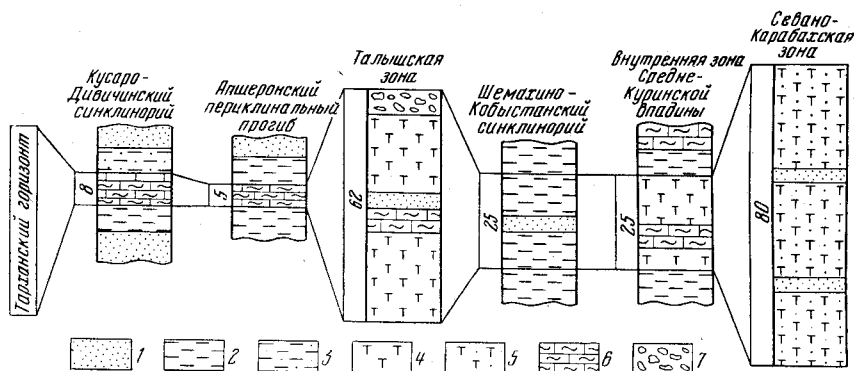


Рис. 18. Сопоставление сводных разрезов тарханского горизонта
1 — пески; 2 — глины; 3 — глины песчаные; 4 — глины известковые; 5 — глины песчаные и известковые; 6 — мергели; 7 — конгломераты

Отложения тарханского горизонта распространены в пределах Кусаро-Дивичинского синклиналия, Апшеронского периклинального прогиба, Шемахино-Кобьстанского синклиналия, Астраханбазарского синклиналия, внутренней зоны Средне-Куриной впадины и Нахичеванской впадины (рис. 18). В Кусаро-Дивичинском синклиналии они имеют весьма ограниченное распространение (Халилов, 1941) и литологически представлены мергелями, переходящими в глинистую фацию. Д. М. Халилов в этих осадках отмечает наличие многочисленных *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Spirialis andrussovi* Kittl., пелециподы и обломки костей рыб. Мощность тарханского горизонта не превышает 8 м.

Тарханский горизонт на основании микрофаунистических данных А. Г. Ворошиловой и В. М. Побединой был установлен также в районе с. Тенгялты.

В пределах Апшеронского полуострова отложения тарханского горизонта впервые были выделены И. М. Губкиным (1914). По С. Г. Салаеву (1961), ими сложено северо-восточное крыло Шорбулагского поднятия, где в основании разреза залегают зеленовато-серые мергели, а сверху неслоистые темные глины; мощность 4—5 м.

В Южном Кобьстане С. Г. Салаев отмечает наличие отложений тархана на крыльях Чеилдагской, Адживелинской и других антиклинальных складок. Литологически они здесь представлены зеленовато-серыми и реже темно-серыми глинами с прослоями песков. Общая мощность горизонта около 25 м. А. А. Гусейновой и А. Г. Ворошиловой в образцах глин тархана обнаружены *Globigerina tarchanensis* Subb. et

Chutz., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Rotalia* ex gr. *becarii* (Linné).

Тарханский горизонт в пределах Талышской зоны пользуется весьма ограниченным развитием. Естественные выходы отложений тарханского горизонта в пределах Талышской зоны впервые были установлены В. П. Куцевым (1934, 1937) несколько юго-восточнее с. Тумарханлы на правом берегу р. Болгарчай. Правда, эти отложения включались в верхнюю часть выделенной им «меликкасумской свиты», большая часть которой входит в состав майкопа. Литологически они представлены песчаниками и конгломератами, переходящими в слои песчаников, конгломератов, глин и мергелей мощностью 62 м. Приводимая отсюда В. П. Куцевым фауна следующая: *Ostrea gingensis* Schloth., *O. callifera* Lam., *Turritella cathedralis quadricincta* Schaff.

Отложения представлены плотными известковистыми серыми глинами с прослойками серого песка, песчаника и мергелей мощностью 30 м. З. В. Кузнецова подразделила их на два слоя, выделив нижний как собственно тарханский, а верхний — как слои с *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz. Первый слой характеризуется следующим комплексом фауны фораминифер и остракод: *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Sigmoilina mediteranensis* Bogd., *Nonion boneanus* (Orb.), *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.), *Loxococoncha carinata* Klks., *L. carinata alata* Schn.

В. В. Богачев (1936, 1939), Б. П. Жижченко (1940), Ш. Ф. Мехтиев и К. М. Султанов (1958) отмечают большое сходство приведенной ассоциации видов с таковыми тарханского горизонта Грузии (Уплис-Цихе). По литологическому составу и фауне тарханский горизонт Талыша соответствует мелководной фации этого же горизонта Грузии.

В пределах внутренней зоны Средне-Куринской впадины отложения тарханского горизонта рассматривались совместно с чокракскими (Кудрявцев, 1932; Султанов, 1955). В результате детального анализа палеонтологических и литологических материалов М. Г. Агабеков и А. В. Мамедову (1960) удалось выделить рассматриваемый комплекс отложений в самостоятельную стратиграфическую единицу. Авторы отмечают обнажения тарханского горизонта в ядрах Алачыгской, Армудлинской и Чобандагской антиклиналей, представленного серыми слоистыми карбонатными глинами с прослоями светло-серых мергелей, совершенно согласно перекрывающимися глинами майкопской свиты.

Отложения тарханского горизонта отбиваются от перекрывающих их осадков чокрака по исчезновению в первых из них кораллов и появлению в мергелях последнего *Spirialis*. В западном направлении отмечается уменьшение глинистого материала и увеличение песчанистого, вместе с тем в западном направлении возрастает мощность отложений (район Чобандага 20—35 м, а в районе Архашену 80—90 м).

До последнего времени в Севано-Карабахской зоне отложения, залегающие выше комплекса пород, условно относимых К. М. Султановым (1955) к нижнему миоцену, датировались неравнозначно. На основании литологического состава К. Н. Паффенгольц целиком их относил к континентальной толще олигоцена, В. Е. Хаин (1950₁) — к миоцену, а А. Н. Соловкин (1945) — даже к аналогу продуктивной толщи Бабазанана. Лишь К. М. Султанову (Султанов и Агабеков, 1956) в результате обработки фауны удалось определенно установить их тарханский возраст. Рассматриваемые отложения слагают южное и северное крылья миоценового поднятия в Джебраильском районе. По К. М. Султанову, они, залегая над галечниковой толщей нижнего миоцена, литологически представлены следующей серией пород:

1. Глины буровато-серые, оскольчатые, плотные, сильногипсоносные, не-известковистые с железистыми соединениями	30,5 м
2. Песчаники синевато-серые, чередующиеся с буровато-желтыми мелкозернистыми песчаниками	1,2 „
3. Глины бурые, светло-бурые, неизвестковистые, песчанистые, мелкооскольчатые	10,6 „
4. Чередование желто-бурых известковистых и темно-бурых глин. В средней части пачки отмечается прослой темно-серого среднезернистого песка	35,2 „
5. Глины темно-серые, буровато-серые, песчанистые	1 „
6. Глины желтовато-оранжевые, темно-бурые, песчанистые, неслоистые с прослоем плотного мелкозернистого песчаника, содержащего <i>Ostrea lamellosa</i> Вгосс., <i>O. gryphoides</i> Schl., <i>O. gryphoides angustisata</i> de Serr., <i>O. gryphoides griense</i> Zinov., <i>Teredo</i> sp., <i>Turritella</i> aff. <i>turris</i> Bast., <i>Balanus</i> sp. и др.	1,5 „

Вся описанная выше толща (80 м) пород согласно перекрывается песчано-глинистыми отложениями чокракского горизонта.

В пределах Араксинской зоны тарханские отложения не отделяются от вышележащих отложений чокрака и рассматриваются совместно. По данным Ш. А. Азизбекова (1961), отложения рассматриваемого возраста, входя в состав среднего отдела соленосной толщи, обнажаются узкой полосой в краевой зоне Нахичеванской впадины. Представлены они двумя типами литофаций: осадочной (восточная и центральная части впадины) и осадочно-туфогенной (западная часть впадины).

Литологически первый тип представлен серыми и зеленовато-серыми гравелитовыми и разномзернистыми известковистыми песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями и известняками. Осадочно-туфогенная же литофация выражена андезитовыми пепловыми и брекчиевидными туфами, глинами и песчаниками. Мощность тархан-чокракских отложений в Нахичеванской АССР, по Ш. А. Азизбекову, колеблется в пределах 100—230 м. Возраст их устанавливается как по стратиграфическому положению, так и по найденной в отложениях их следующей фауне: *Potamides (Terebralia) bidentosus* Defr., *P. (Pirenella) pictus elongata* Stch., *P. (P.) plicatus* Brug., *Turritella* ex gr. *tricarinata* Вгосс., *T. cf. vermicularis* Вгосс., *T. aff. gradata* Мепие.

Чокракский горизонт. Фаунистически охарактеризованные отложения чокракского времени на территории Азербайджана имеют ограниченное распространение. До последних лет они выделялись преимущественно на основании изучения литологии и микрофауны. Следует отметить весьма ограниченное развитие на территории республики мелководной фауны рассматриваемого комплекса отложений. В большинстве случаев он выражен глубоководными слоями, содержащими *Spirialis*, откуда они и получили название «чокракско-спириалисовые слои».

Чокракские отложения, развитые в Кусаро-Дивичинском синклинии, Апшеронском периклинальном прогибе, Талышской зоне, внутренней зоне Средне-Куриной впадины и Севано-Карабахской зоне, изучались Г. А. Ахмедовым, А. Г. Ворошиловой, Д. В. Голубятниковым, Е. Я. Дмитриевым, Н. А. Кудрявцевым, В. П. Куцевым, З. В. Кузнецовой, М. Ф. Мирчинком, Ш. Ф. Мехтиевым, К. М. Султановым, Д. М. Халиловым и др. (рис. 19).

Отложения чокракского горизонта в пределах Кусаро-Дивичинского синклиния развиты по южной его периферии от берега моря на юго-востоке до р. Тагирджалчай на северо-западе. В результате предчокракского перерыва в осадконакоплении отложения тарханского горизонта на большей части рассматриваемой территории были размыты. вследствие чего чокракский комплекс отложений налегает то на раз-

мытую поверхность надсидеритовых слоев майкопской серии (Чандаргарский пляж), то на нижние горизонты верхнего мела (Худат).

Литологически чокракский горизонт выражен темно-серыми, изредка почти черными, слабокарбонатными песчанистыми глинами с тонкими пропластками песка и темно-серых брекчиевидных доломитов.

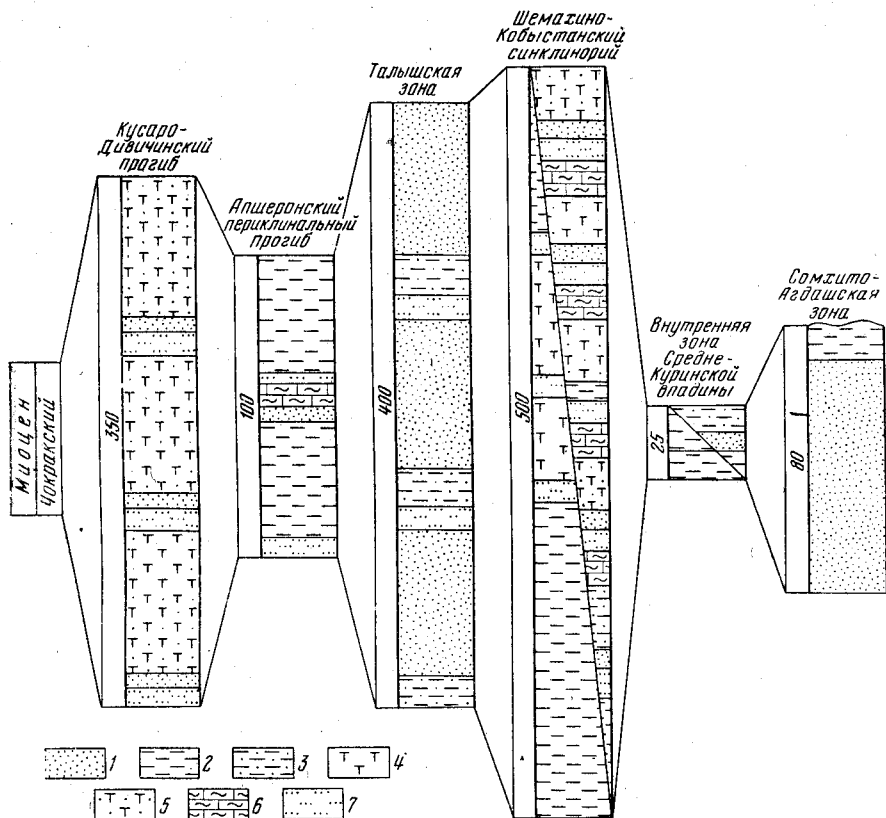


Рис. 19. Сопоставление сводных разрезов чокракского горизонта

1 — пески, песчаники; 2 — глины; 3 — глины песчанистые; 4 — глины известковистые; 5 — глины песчанистые и известковистые; 6 — мергели; 7 — алевролиты

С. Г. Салаев (1961) северо-западнее р. Гильгильчай в составе отложений чокракского горизонта отмечает увеличение песчаного материала. Так, чокракский горизонт на площади Зейва — Алич представлен серыми и темно-серыми плотными карбонатными слоистыми глинами с прослоями серых мелкозернистых песков и песчаников; отмечаются также прослои (15—20 см) гравелитов; мощность горизонта 170—190 м. Общая мощность отложений чокракского горизонта подвержена большим изменениям. Если на юго-западе, в полосе Зейва — Сиазань, она составляет 300—350 м, то в районе Худат — Хачмас она сокращается до 60—80 м. На северо-западе, в районе Яламы, отмечаются участки повышенных мощностей — до 340 м.

Чокракские отложения на Апшеронском полуострове представлены двумя типами литофаций: глинистой и песчано-глинистой. Первая из них развита в северо-западной, северной и восточных частях полуострова и далеко на западе (Учтепе, Коун, Сумгаит, Джорат, Орджандаг, Фатмаи и др.). Литологически она представлена глинами с про-

слоями доломитов и мергелей. Для глинистой фации чокракского горизонта характерно содержание большого количества *Spirialis andrussovi* Kittl. и остатков рыб. Мощность горизонта в данной фации колеблется в пределах 25—55 м.

Песчано-глинистая фация чокрака, полукольцом окаймленная глинистой литофацией, развита в основном в центральной и южной частях Западного Апшерона. В центральной части полуострова она слагает восточное крыло Аташкинской складки, западное крыло Шабандагской антиклинали и юго-западную периклиналь Зигильпири-Масазырской складки. Литологически чокрак здесь представлен темно-серыми, зеленовато-серыми и серыми глинами с многочисленными прослоями доломитов и мергелей, а также мелкозернистых песков.

Мощность чокракского горизонта в пределах Апшеронского полуострова закономерно увеличивается с севера и северо-востока на юг и юго-запад. Максимальная мощность наблюдается в полосе Карадаг — Шабандаг, где она достигает 90—100 м.

На территории Шемахино-Кобыстанского синклиория чокракские отложения (спякинская свита) выражены двумя типами литофаций: северной — глинистой и южной — песчано-глинистой.

В Северном Кобыстане осадки чокрака слагают осевую часть мульды, ограниченной Кемчинской и Мелик-Ахмедской антиклиналями. Здесь они выражены чередованием темно-коричневых и буровато-коричневых глин, залегающих на светло-серых мергелях тарханского горизонта, местами же шоколадно-бурых глин надсидеритового горизонта. Выше залегают толща бурых, серовато-бурых, местами зеленовато-серых неслоистых известковистых глин с незначительными прослоями кремнистых доломитов. Фауна, в основном приуроченная к доломитам и глинам, представлена следующими видами: *Spirialis andrussovi tschokrakensis* Zhizh., *Leda fragilis* Chern., *Ervilia* cf. *pusilla* Phill., *Trochus kertschensis* Usp., *Cerithium* cf. *catleyae* Baily., *Potamides orientalis* Andrus. Мощность толщи 170 м.

Наиболее полные разрезы песчано-глинистой фации чокрака наблюдаются в Юго-Западном Кобыстане, охватывая Геокюр-Ахтарминский, Чеилдаг-Сюндинский и Гирда-Календертепинский антиклинальные пояса. На указанной выше территории чокрак литологически выражен неравномерным чередованием серых, зеленовато-серых, реже серовато-бурых толстослоистых нередко песчанистых карбонатных глин, светло-серых мелко- и среднезернистых песков, песчаников, тонких и редких прослоев доломитов, светлых мергелей и мергелистых глин.

Г. А. Ахмедову (1957) в результате интерпретации данных электрокартажа удалось выделить в разрезе чокракского горизонта Юго-Западного Кобыстана следующие пачки пород (снизу вверх): песчано-глинистую — мощность 120—200 м, глинистую (100—125 м), песчаную (20—65 м) и глинисто-песчаную (50—150 м). Максимальная мощность отложений рассматриваемого возраста наблюдается в Адживели, Чеилдаге, Умбаки, где она достигает 450—500 м.

Наличие отложений чокракского горизонта в пределах Талышской зоны впервые было отмечено в 1927 г. В. В. Богачевым и позднее В. П. Кудцевым (1937). Обнажения их расположены в основном в зоне северо-восточных предгорий Талышского хребта, где они выступают в виде нешироких полос в долине р. Талачай у с. Малый Беджирован. Разрезы отложений чокракского горизонта отмечались Ш. Ф. Мехтевым и К. М. Султановым (1958) у сс. Джалаир, Новрузали, Тумарханлы и Ширинсу.

Литологически отложения выражены чередованием серых и серовато-бурых глинистых песчаников с редкими пропластками песчани-

стых глин и желтовато-серых мергелей. Совершенно согласно налегая на породы тарханского горизонта, они перекрываются глинисто-песчаными слоями караганского горизонта. Максимальная мощность чокракского горизонта на основании скважин установлена в Астрахан-Базарском районе, где достигает 400 м.

Ш. Ф. Мехтиевым и К. М. Султановым для указанного выше района приводится следующий разрез:

1. Пачка серых и стально-серых известковистых песчаников. Встречаются пропластки глин и желтых мергелей	45 м
2. Чередование серых карбонатных глин и песчаников	20 „
3. Пачка серых карбонатных глин	10 „
4. Чередование серых, темно-серых и буровато-серых плотных известковистых мелко- и среднезернистых песчаников с небольшими пластами и пропластками глин и мергелей, бурых и серых мелкозернистых песков	80 „
5. Пласт желтого рыхлого песчаника	1 „
6. Пачка темно-серых песчаных карбонатных глин и серых песчаников. Преобладают глины	60 „
7. Пачка желтых плотных трещиноватых мергелей. Трещины заполнены гипсом	14 „
8. Мощная пачка светло-серых и темно-серых известковистых песчаников с редкими, сильно уплотненными прослоями глин и аргиллитов	120 „
9. Темно-серые песчаные карбонатные глины с подчиненными пластами серых средне- и крупнозернистых песчаников	50 „

В. П. Ренгартеном (1958) из чокракских отложений рассматриваемой зоны приводится следующий комплекс фауны: *Ervilia andrussovi tschokrakensis* Zhiz., *Leda pelia* Lin., *Avicula mira* Zhiz., *Pecten pertinax* Zhiz., *Cardium* sp., *Ervilia trigonula* Sok., *Bittium reyculatum* dal Costa и остатки *Clupeonella (Meyerichtus) cf. ventrosa* Meyer., определенные В. В. Меннером.

Помимо указанных выше Д. М. Халиловым приводится следующая ассоциация фораминифер: *Miliolina acneriana* Orb., *M. acneriana rotunda* Gerke, *M. caucasica* Bogd., *Sigmoilina tschokrakensis* Gerke, *Nonion* ex gr. *boneanus* Orb., *Rotalia* ex gr. *beccarii* (Linne). Последнее обстоятельство дало возможность В. М. Побединой, А. Г. Ворошиловой и др. (1956) расчленить чокракский горизонт на две части.

Следует отметить попытку более подробного расчленения отложений рассматриваемого горизонта и на основании литологического состава. Так, И. С. Мустафаеву в результате гранулометрического анализа осадков, слагающих чокракский горизонт, там же удалось подразделить его на нижний и верхний подгоризонты, для первого из которых характерно высокое содержание доломита с незначительным участием свободного кальцита, а для второго — понижение содержания доломита с одновременным увеличением свободного кальцита.

Отложения чокракского горизонта в пределах внутренней зоны Средне-Куруинской впадины развиты в тех же пунктах, что и тарханские. По данным М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова (1960), они выражены здесь двумя типами литофаций: глинисто-мергельной и песчано-глинистой. Первый из них, развитый к юго-востоку от горы Алачыг, представлен серыми, изредка зеленоватыми глинами с прослоями брекчиевидных мергелей со спириалисами.

Северо-западнее указанного выше района развиты песчано-глинистые литофации. Они выражены желтовато-серыми и зеленоватыми сильнопесчаными глинами, глинистыми песками и серыми грубозернистыми косослоистыми песчаниками, содержащими *Spirialis* sp., *Leda* sp., *Cardium multicosatum* Gross., *Venus* sp., *Syndesmia alla* Wood. М. Г. Агабековым и А. В. Мамедовым в рассматриваемой области впервые была обнаружена совершенно своеобразная литофация чокрака. Она была установлена в северо-западной оконечности Чобан-

дагской складки и представлена светлыми брекчиевидными доломитизированными известняками с обильным содержанием кораллов и моллюсков. Из последних ими приводятся *Arca cf. turonica* Duj., *Modiola marginatus* (Eichw.), *Trochus tschokrakensis* Koles. Мощность отложений чокракского горизонта увеличивается с юго-востока на северо-запад; так, если в районе Чобандагской складки она определяется в 40—50 м, то в Архашенсу достигает 270—320 м.

Рассматриваемый комплекс отложений, подстилаясь осадками тарханского горизонта, согласно перекрывается глинисто-песчаными отложениями караганско-конкских слоев.

В Севано-Карабахской зоне к юго-востоку от с. Гасанлы Джебральского района, по К. М. Султанову, отложения чокрака представлены темно-бурыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с включением галек мощностью около 140 м. Чокракский горизонт согласно подстилается отложениями тархана и перекрывается глинисто-песчаными породами конкского горизонта.

Фауна, преимущественно приуроченная к песчаникам, представлена следующими видами: *Modiola* sp., *Congeria sandbergeri* Andrus., *Loripes dujardensis* Desh., *Cardium hispidiforme* David., *Cardium* sp., *Donax natjuris* Gat., *Trochus* sp., *Cerolithium deforme* Eichw., *Turritella gradata* Menke in Hoern., *T. terebralis* Lamk., *T. atamanica* Bov., *T. turris* Bast., *T. desmareshana* Bast., *T. vernicularis* Brongn., *T. bicarinata* Eichw., *Pyruca candita* Brongn., *Pyruca* sp. и др.

Караганский горизонт. Отложения караганского горизонта, входя в состав диатомовой свиты, по В. В. Веберу и Н. С. Шатскому (1931), соответствуют ее чикильчайскому горизонту. Они распространены в Кусаро-Дивичинском синклинии, Апшеронском периклинальном прогибе, Талышской зоне, Шемахино-Кобыстанском синклинии, внутренней зоне Средне-Куринской впадины, Севано-Карабахской зоне и Араксинской зоне. Они были исследованы М. Г. Агабековым и А. В. Мамедовым, А. Г. Алиевым, К. А. Ализеде, Г. А. Ахмедовым, Ш. А. Азизбековым, А. Г. Ворошиловой, Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовым, С. Г. Салаевым, К. М. Султановым, Д. М. Халиловым и многими другими (рис. 20).

На территории Кусаро-Дивичинского прогиба отложения караганского возраста узкой полосой слагают краевую часть третичной моноклинали. В юго-восточной части рассматриваемой территории они впервые были выделены по материалам структурного бурения Д. М. Халиловым на площадях Кызылбурун и Саадан-Амирханлы, где литологически выражены темноцветными глинами с тончайшими пластиками песчаников.

Обнажения караганского горизонта наблюдаются в междуречье Туржанчая и Тагирджалчая, где выражены песчано-глинистой фацией. Выходы их отмечаются С. Г. Салаевым (1961) в долине р. Чагаджукчай, где они выражены серыми, серо-бурыми, коричневыми, зеленоватыми преимущественно песчанистыми глинами и песками с пластами коричнево-желтых доломитовых мергелей и доломитов. Несколько северо-западнее, в районе Яламы, караганские отложения литологически отличаются от описанных выше. Представлены они серыми, темно-серыми и темно-бурыми песчанистыми глинами с тонкими прослоями серых, местами с зеленоватым оттенком мелкозернистых песков. У кровли описанной серии пород наряду с глинами и прослоями песков появляются мергели, содержащие *Spaniodontella pulchella* Bailey, *Sp. intermedia* Andrus. и единичные обломки *Pholas*. Максимальная

мощность (350 м) рассматриваемого комплекса отложений вскрыта скважинами северо-восточнее Кызылбуруна.

Караганские отложения в этой зоне трансгрессивно, но без видимого углового несогласия налегают то на чокракские, то на майкопские или даже на коунские отложения и согласно перекрываются глинисто-песчаными породами конкского горизонта.

На Апшеронском полуострове отложения караганского возраста пользуются почти повсеместным распространением. Они представлены в двух литофациях: глинистой, развитой в северо-западной, северной

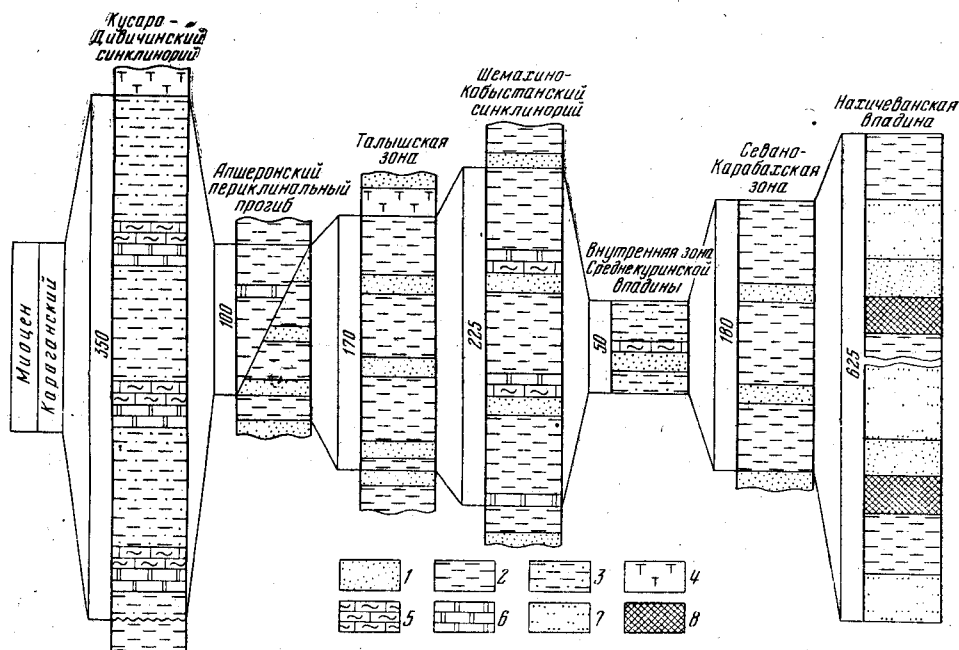


Рис. 20. Сопоставление сводных разрезов караганского горизонта

1 — пески, песчаники; 2 — глины; 3 — глины песчаные; 4 — глины известковые; 5 — мергели; 6 — доломиты; 7 — алевролиты; 8 — гипсы

и восточной частях полуострова, и песчано-глинистой — в центральной и юго-западной частях.

Первый тип литофации караганского горизонта слагает Джоратскую, Сарайскую и другие антиклинальные структуры, где выражен темно-серыми, желто-бурыми, бурыми оскольчатыми глинами с многочисленными прослоями плотных кремнистых доломитов. Суммарная мощность караганского горизонта на указанных выше площадях достигает 100 м.

Песчано-глинистая литофация караганского горизонта установлена буровыми скважинами на структурах Зигильпири, Джейранбатан, Дамламаджа и др. Представлена она здесь серыми, темновато-серыми, пепельно-бурыми глинами с маломощными (до 0,2 м) прослойками песка и песчаника. Мощность отложений караганского горизонта песчано-глинистой литофации гораздо меньше, чем на участках, слагаемых глинистой литофацией (от 16 до 22 м).

Помимо микроскопических *Spaniodontella* и *Spirialis*, приводимых Д. М. Халиловым (1952) и А. Г. Ворошиловой, караганские отложения Апшеронского полуострова содержат остатки рыб и главным образом их отолиты — *Otholithus* (*Rhombus*) *corius* Chalil., O. (R.)

corius binagadinica Ch alil, имеющие корреляционное значение для этого горизонта.

В составе отложений караганского горизонта Шемахино-Кобыстанского синклиория выделяются два типа осадков: северный — глинистый и южный — песчано-глинистый. Первый из них преимущественно сложен глинами с прослоями доломитов и редко мергелей, тогда как в южной части области появляются прослой песков и песчаников, заметно увеличивающиеся в южном направлении.

Наличие отложений рассматриваемого возраста зафиксировано в мульде, разделяющей Кемчинскую и Мелик-Ахмедскую антиклинали, где они (Салаев, 1961) литологически представлены чередованием бурых, серовато-бурых неслоистых глин с прослоями доломитов и мергелей суммарной мощностью 50—70 м.

Характерным для отложений карагана Центрального Кобыстана является довольно постоянное чередование пород. Здесь они, налегая на фаунистически охарактеризованные слои чокрака, внизу представлены довольно частым чередованием светло-серых доломитов с черно-вато-бурыми глинами, переходящими выше в глины светло-бурых и желтоватых оттенков. В Центральном Кобыстане мощность караганского горизонта колеблется в пределах 75—120 м. На территории Юго-Западного Кобыстана наличие отложений карагана указывается Г. А. Ахмедовым (1957) в районе Гиджаки — Ахтарма, на южном крыле Чеилдагской складки, в Умбаки и на северном крыле Арзанинской складки. В составе отложений, слагающих разрез караганского горизонта, на указанных выше площадях появляются прослой светло-серых, буровато-серых, тонко- и мелкозернистых слабокарбонатных песков и слабо сцементированных песчаников мощностью 200—225 м, максимальной для всей рассматриваемой зоны.

Из органических остатков, содержащихся в отложениях караганского возраста, В. М. Побединой, А. Г. Ворошиловой и др. (1956) отмечают: *Spaniodontella*, *Spirialis* sp., *Otholithus* (*Rhombus*) *corius* Ch alil., *O. (R.) corius foliformis* Pobed., *Cytheroides gracilis* Sch n., *Loxococoncha lata* Vorosh., *L. cabristanica* Vorosh., *Leptocythere stabilis* Sch n., *L. karaganica* Vorosh., *L. elegantissima* Vorosh., *Nonion miocenicus* Vorosh., *Entosolenia marginata* (W. et B.), *Cassidulina* sp., *Miliolina* sp. При этом следует отметить, что указанная выше фауна встречается в зоне развития песчано-глинистой фации. Глинистая фация карагана бедно охарактеризована фаунистически.

В Талышской зоне караганские отложения были вскрыты скважинами в Астрахан-Базарском районе, у сс. Джалаир, Новрузали, Тумарханлы и др. Естественные выходы их наблюдаются в долине р. Талачай и по оврагу Малый Беджирован-Алашар.

Следует отметить трудности отделения их от перекрывающих конкских отложений и подстилающих чокракских, связанных сходством их литологического состава. Г. А. Ахмедов и А. Р. Шапиро (1947) при отделении рассматриваемых отложений от перекрывающих берут за основу более увеличенное содержание песчаного материала в чокракских отложениях и глинистого в конкских.

Литологически этот горизонт представлен глинами, глинистыми песчаниками и тонко- и мелкозернистыми серыми, иногда темно-серыми песчаниками, содержащими растительные остатки и следующую фауну: *Otolithus rhombus karaganensis* Suzin., *Discorbis* sp., *Globigerina* ex gr. *bulloides* (O r b.), *Nonion* sp. К. А. Ализаде и К. М. Султановым из этого же горизонта определена *Spaniodontella pulchella* Bailey., руководящий вид караганского горизонта. Мощность горизонта достигает 170 м.

Отложения караганского горизонта в пределах внутренней зоны Средне-Куринской впадины до последних лет рассматривались совместно с конкскими. Если в западных районах междуречья Куры и Иори по литологической и фаунистической характеристикам они отбиваются четко, то в восточных районах ввиду уменьшения мощностей обоих горизонтов и приобретения ими глинистого характера их выделение затруднено.

В результате тщательного анализа литологического и фаунистического состава М. Г. Агабекову и А. В. Мамедову (1960) удалось отделить рассматриваемый комплекс отложений от перекрывающих и подстилающих их осадков. Так, на западной оконечности северного крыла Молладагской антиклинали ими указываются надвинутые на среднесарматские и акчагыльские отложения осадки караганского возраста, литологически представленные серыми, темно-серыми слоистыми, местами песчанистыми глинами с тонкими прослоями желтых плитчатых мергелей и буровато-серых глинистых песчаников, содержащих остатки рыб и листьев *Juglans acuminata* A l. В г.; видимая мощность 45—50 м.

Отложения рассматриваемого возраста обнажаются узкой полосой и в присводовой части северного крыла Мамедтапинской антиклинали. Сложены они чередованием плотных серых тонкослоистых глин с прослоями мергелей и известковистых песчаников мощностью 60 м. Фауна, содержащаяся в глинах, состоит из *Spaniodontella pulchella* V a i l y., *Sp. tapesoides* A n d r u s. и др. В. М. Побединой, А. Г. Ворошиловой и др. (1956) из рассматриваемых районов приводятся *Nonion bogdanowiczi* W o l o s h., *Discorbis assymmetricus* V o r o s h., *Otholithus* (R h o m b u s) *corius* C h a l i l.

Выходы отложений караганского горизонта в Севано-Карабахской зоне отмечаются К. М. Султановым в Джебраильском районе (с. Гасанлы и Машанлы). Литологически они представлены буровато-красными, вишнево-красными, зеленовато-бурыми, шоколадно-коричневыми, темно-серыми оскольчататыми известковистыми глинами с прослоями мелкозернистых серовато-бурых, бурых, желтовато-серых плотных песчаников с мелкими гальками. Общая мощность отложений караганского горизонта достигает 180 м. Ввиду отсутствия фауны возраст этих отложений определяется по их залеганию между фаунистически охарактеризованными слоями чокракского и конкского горизонтов.

В пределах Араксинской зоны отложения караганского возраста развиты лишь в восточной и центральной частях Нахичеванской впадины. Ш. А. Азизбеков (1961) выходы их отмечает в районе с. Джагры, горы Агкая и с. Азнабюрт, в северо-западном направлении от которых они, уменьшаясь в мощности, выклиниваются. Ввиду отсутствия остатков макрофауны возраст их Ш. А. Азизбековым определяется по залеганию между фаунистически охарактеризованными отложениями тархан-чокракского и конкского горизонтов. Хорошим отличительным признаком является красновато-бурый цвет слагающих пород, что дает возможность легко отличить их от подстилающих тархан-чокракских, имеющих зеленовато-серую или голубовато-серую окраску, и перекрывающих конкских, окрашенных в серые и зеленовато-серые цвета.

Сводный разрез караганских отложений литологически представлен красновато-бурыми глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями гипса. Следует отметить наличие в основании разреза отложений рассматриваемого возраста восточной части Нахичеванской впадины гидрогеохимических осадков (каменная соль, ангидрит и гипс), отсутствующих в центральной части впадины.

Максимальная мощность отложений караганского горизонта (по Ш. А. Азизбекову) фиксируется на Буюкдузской структуре, где она достигает 625 м.

Разрез (снизу вверх) представлен следующей серией пород:

- | | |
|--|-------|
| 1. Шоколадно-бурые известковистые, местами загипсованные глины с прослоями серых, буровато-серых и зеленовато-серых глин, серых тонко- и мелкозернистых известковистых песчаников и алевролитов | 218 м |
| 2. Чередующиеся серые, темно-серые, шоколадно-бурые коричнево-серые глины, серые, зеленовато-серые мелкозернистые известковистые песчаники, вулканические пеплы и алевролиты с включениями гипса | 147 „ |
| 3. Шоколадно-бурые известковистые загипсованные глины с двумя прослоями коричневатого-серых глин и редкими пропластками серых и буровато-серых мелкозернистых песчаников | 25 „ |
| 4. Чередующиеся загипсованные серые, темно-серые и шоколадно-бурые известковистые глины с тонкими пропластками зеленовато-серых средне-мелкозернистых песчаников и алевролитов | 174 „ |
| 5. Чередующиеся серые, зеленовато-серые средне- и мелкозернистые песчаники с шоколадно-бурными, серыми и буровато-серыми известковистыми глинами; в подошве пачки два прослоя, в кровле один прослой мергеля | 39 „ |
| 6. Чередующиеся шоколадно-бурые, серые, буровато-серые и темно-серые известковистые глины с серыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами; в кровле пачки пласт темно-серого мергеля | 21 „ |

Конкский горизонт. Конкские отложения в пределах Азербайджана распространены в Кусаро-Дивичинском синклинории, Апшеронском периклинальном прогибе, Шемахино-Кобустанском синклинории, Талышской зоне, внутренней зоне Средне-Куринской впадины, Севано-Карабахской и Араксинской зонах (рис. 21). Они служили объектом изучения Ш. А. Азизбекова, А. Г. Алиева, Г. А. Ахмедова, В. В. Вебера, А. Г. Ворошиловой, К. М. Султанова, Д. М. Халилова, Н. С. Шатского и многих других.

Отложения конкского горизонта развиты лишь в юго-восточной половине Кусаро-Дивичинского синклинория, где они впервые были установлены в 1946 г. Д. М. Халиловым в результате обработки микрофаунистического материала, отобранного из скважин, пробуренных на площадях Кызылбурун и Саадан-Амирханлы. Следует отметить большие трудности в отделении конкских отложений от нижнесарматских и караганских.

Литологически конкский горизонт сложен серыми и темно-серыми известковистыми глинами с редкими и тонкими прослоями песчаных и алевроитовых разностей.

В последние годы наличие отложений конкского горизонта небольшой мощности (6—8 м) было установлено в результате бурения структурных скважин северо-восточнее указанных выше пунктов, в бассейне р. Чагаджукчай (Зейва — Алич). Максимальная мощность горизонта С. Г. Салаевым определяется в 60—80 м. По определениям К. М. Султанова, конкский горизонт здесь содержит: *Spaniodontella* sp., *Mastra eichwaldi buglovensis* Lask., *Spirialis* sp., *Trochus* cf. *affinis* Eichw., *Buccinum duplicatum* Sok. и др. В. М. Победина, А. Г. Ворошилова и др. (1956) приводят следующую фауну фораминифер и остракод: *Elphidium kudakensis* Bogd., *Articulina nitida gibbosa* Orb., *Bulimina caprolithoides* Andreae., *B. elongata* Orb., *Uvigerina pygmaea* (Orb.), *Entosolenia* sp., *Discorbis arculus* Chütz., *Rotalia* ex gr. *beccarii* (Linne), *Cythereis gracilis* Schn., *Loxococoncha* sp.

В пределах Апшеронского полуострова отложения конкского горизонта получили развитие в западной его части. В северо-западной и западной половинах центральной части полуострова они установлены на северо-восточном крыле Орджандагской и юго-восточной периклинали Фатмаинской антиклинальных складок, где представлены

серыми, пепельно-серыми листоватыми глинистыми сланцами, содержащими отпечатки рыб. Помимо этого, в разрезе отмечаются редкие прослойки светло-желтых тонкоплитчатых мергелей. Мощность горизонта здесь составляет 20—25 м.

В центральной части Западного Апшерона, на юго-восточной периклинали Юнусдагской складки 24-метровая пачка сланцеватых серых, коричневатато-серых глин по стратиграфическому положению и литологическому составу С. Г. Салаевым (1961) по возрасту относится к конкскому горизонту.

Среди отложений конкского горизонта (байгушкаинская свита, по Н. С. Шатскому и В. В. Веберу, на территории Кобыстана выделяются

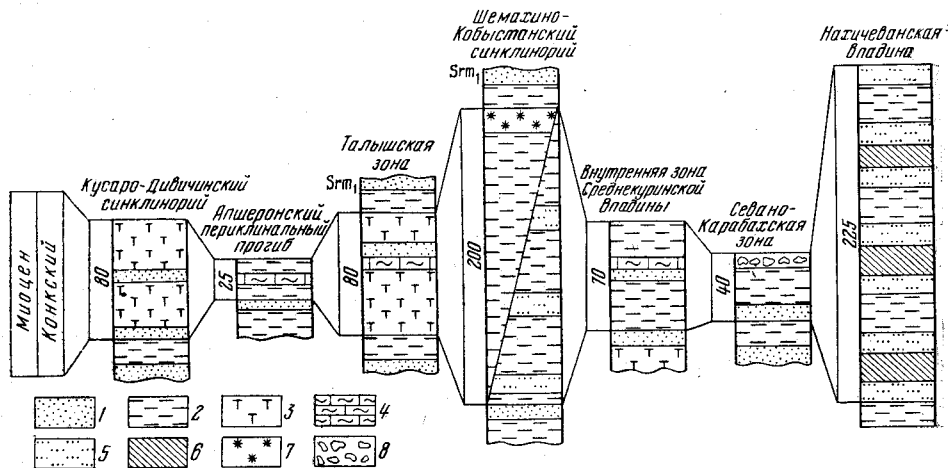


Рис. 21. Сопоставление сводных разрезов конкского горизонта

1 — пески, песчаники; 2 — глины; 3 — глины известковистые; 4 — мергели; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — вулканические пеплы; 8 — конгломераты

два типа осадков. Если в северных участках они носят глинистый характер, то к югу в разрезе их начинает преобладать песчаный материал.

Северная фация конкского горизонта выражена чередованием листоватых глинистых сланцев, с отпечатками чешуй рыб и водорослей с зеленоватато-серыми, пепельно-серыми, пепельно-бурыми плитчатыми, часто сланцеватыми глинами, глинистыми сланцами с обильными рыбьими остатками, венчающимися тонкими прослойками белого вулканического пепла.

В Юго-Западном Кобыстане породы рассматриваемого возраста, слагающие южное крыло Чейлдагской и северные крылья Умбакинской, Арзанинской и Ильхичинской антиклиналей (Ахмедов, 1957; Салаев, 1961), представлены толстослоистыми и неслоистыми серыми и светло-серыми глинами с редкими и тонкими прослойками тонкозернистого песчаника, песка и алевролита.

Микрофауна, приуроченная в основном к глинам и песчаникам, представлена следующей ассоциацией видов: *Elphidium kudakensis* Bogd., *Bulimina caprolithoides* Andreae, *B. elongata* Orb., *Uvigerina pygmaea* Orb., *Angulogerina angulosa* (Will.), *Entosolenia* sp., *Discorbis arculus* Chutz., *Rotalia beccarii* (Linne), *Cytherois graclis* Schn., *Otolithus* (*Trigla*) *miocenicus* Pobed., *Ot.* (*Tr.*) *konkensis* Pobed. Диатомовые водоросли (по определениям З. А. Шишовой) представлены следующими видами: *Coscinodiscus radiatus* Ehr.,

C. oculus irides Ehr., *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs., *Cocconeis sculetum* Ehr.

Если в северных районах мощность отложений конкского горизонта составляет лишь 25—50 м, то к югу она увеличивается до 125—200 м.

Конкские отложения в Талышской зоне вскрыты рядом колонковых скважин в Астрахан-Базарском районе. Обнажения их Ш. Ф. Мехтиевым и К. М. Султановым (1958) отмечаются в долине р. Талачай и по оврагу Малый Беджирован — Алашар. Во всех изученных разрезах они согласно залегают на караганском горизонте и кроются сарматскими отложениями; представлены серыми известковистыми глинами с редкими миллиметровыми прослойками тонкозернистого песчаника и мергеля; общая мощность их 70—80 м.

Комплекс фораминифер, по данным Д. М. Халилова, характеризуется большим разнообразием и представлен следующими видами: *Miliolina consobrina* (Orb.), *Neobulimina caprolithoides* (Andreae), *Bulimina* ex gr. *elongata* Orb., *B. elegans* Orb., *Bolivina fliridana* Cushman, *B. aff. factiosa* (Orb.), *Uvigerina* ex gr. *pygmaea* (Orb.), *Angulogerina* ex gr. *angulosa* (Will.), *Discorbis* sp., *Rotalia* ex gr. *becarii* (Linne), *Articulina gibbosula* Orb., *A. elongata konkensis* A. Bogd., *Nonion granosum* Orb., *Elphidium kudakensis* A. Bogd., *El. macellum* (Ficht. et Moll.), *Cassidulina* sp.

В пределах внутренней зоны Средне-Куринской впадины отложения конкского горизонта, получившие преимущественное развитие в северной части междуречья Куры и Иори, слагают крылья Алачыгской, Армудлинской, Молладагской, Чобандагской, Эльдарюгинской и Мамедтапинской антиклинальных структур. Если в западных районах они представлены в подавляющем случае в песчаной литофации, то в восточном направлении разрез их приобретает глинистый характер с одновременным уменьшением мощностей.

В районе гор Алачыг и Чобандаг отложения рассматриваемого возраста литологически представлены темно-серыми, буровато-серыми тонкослоистыми глинами с частыми прослоями светло-серых брекчиевидных мергелей и песчаников.

Следует отметить, что если мощность отложений конкского возраста максимальна на крыльях складок, то к своду она постепенно сокращается до выклинивания. Наиболее полная вскрытая мощность конкского горизонта (65—70 м) отмечается М. Г. Агабековым и А. В. Мамедовым (1960) на западной оконечности северного крыла Молладагской антиклинали, где он сложен серыми слоистыми глинами с прослоями серых мергелей. Из органических остатков встречены *Spaniodontella pulchella* Vail., *Sp. tapesoides* Andrus.

В Севано-Карабахской зоне, по обнажениям в окрестностях сс. Машанлы и Гасанлы Джебраильского района, конкский горизонт выражен чередованием буровато-желтых, серовато-бурых, мелко-среднезернистых песчаников с буровато-серыми, оскольчатými светло-серыми прослоями глин и песчаников, переходящих в бурые, серовато-бурые плотные мелкозернистые песчаники, содержащие *Ervilia trigonula* Sok., *Pholas* (Varnea) *ustjurtensis* Eichw. Венчается разрез 2-метровой пачкой конгломератов. Общая мощность описанной толщи 40 м.

Анализ указанной выше фауны дал возможность К. М. Султанову сопоставить ее с таковой веселянских (верхнеконкских) слоев Туркмении, выделенных Р. Л. Мерклиным (1953).

Отложения конкского горизонта на территории Араксинской зоны распространены в северной прибортовой части Нахичеванской впади-

ны, в полосе между сс. Джагры и Азнабюрт, и в ее центральной части, слагая ядро Беюкдюзской антиклинали и крылья Дуздагской синклинали. Литологически они (Азизбеков, 1961) сложены светло-серыми разномерными известковистыми песчаниками, листоватыми глинами, алевролитами, гравелитами. Следует отметить возрастание степени отсортированности пород от бортовой части впадины к центру. В этом же направлении фиксируется увеличение их мощности. Если в районе Агкая и Азнабюрта она составляет 50 м, то на Беюкдюзской структуре 225 м. Отсюда Ш. А. Азизбековым описан следующий разрез (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Чередующиеся серые, серовато-зеленые, буровато-серые и шоколадно-бурые известковистые глины с серыми, буровато-серыми и зеленовато-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами; в верхней части пачки пласт темно-серого мергеля | 33 м |
| 2. Чередующиеся шоколадно-бурые, буровато-серые и темно-серые известковистые глины с редкими прослоями зеленовато-серых глин и мелкозернистых песчаников и алевролитов; в кровле пачки пласт коричневатой серой глины | 57 „ |
| 3. Чередующиеся шоколадно-бурые, зеленовато-серые, серые, буровато-серые известковистые глины с серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами | 24,5 „ |
| 4. Чередующиеся шоколадно-бурые, серые и серовато-зеленые известковистые глины с зеленовато-серыми и серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами; в средней части пачки прослой серого мергеля | 29 „ |
| 5. Зеленовато-серые известковистые глины с прослоями серых и шоколадно-бурых глин и буровато-серых, серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и изредка вулканических пеплов | 44 „ |
| 6. Чередующиеся шоколадно-бурые, серые и зеленовато-серые известковистые глины с серыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами | 22,5 „ |
| 7. Чередующиеся буровато-серые, темно-серые, розовато-серые и зеленовато-серые известковистые глины с зеленовато-серыми, серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами | 15 „ |

Из отложений рассматриваемого возраста К. М. Султановым был определен следующий комплекс макрофауны, собранный в основном у сс. Тумбул и Неррам: *Modiolus incrassata* Orb., *Cryptodon* ex gr. *subangulatus* R. Hoern., *Pholas* ex gr. *bogatschovi* Ossip., *P.* (*Barnea*) aff. *sinzowi* Ossip., *P.* (*B.*) *pseudoustjurtensis* Bog., *Hydrobia* cf. *kubanica* Zhiz., *H.* cf. *slavonica* Brus., *Natica* sp., *Fusus* sp., *Spirialis* sp., *Lymnaea* cf. *minor* Thoms., *L. heriacensis* Foni, *Lymnaea* sp., *Planorbis* ex gr. *cornucopiae* Bailly., *Planorbis* sp.

А. Г. Ворошилова конкский горизонт Нахичеванской впадины на основании распределения микрофауны подразделяет на два подгоризонта: на нижний миллиолиновый, характеризующийся *Miliolina* ex gr. *consobrina* Orb., *M.* cf. *haidingeri* Orb., *M. articuloides* Vorosh., *M. bejukdusica* Vorosh., *Potalia beccarii* (Linne), *Rotalia* sp., *Bolivina* sp., *Cythere negramica* Vorosh., и на верхний нонионидовый подгоризонт, содержащий *Nonion* sp., *Elphidium negramicus* Vorosh., *E. nachishevanicus* Vorosh., *E. subgranosum* Vorosh.

Сарматский ярус. Сарматские отложения Азербайджана широко распространены в Кусаро-Дивичинском синклинории, Апшеронском периферийном прогибе, Шемахино-Кобыстанском синклинории, Талышской зоне, внутренней зоне Средне-Курунской впадины и Араксинской зоне (рис. 22). Следует отметить, что, по расчленению Н. С. Шатского и В. В. Вебера (1931), в Кобыстане и на Апшеронском полуострове он соответствует ахудагскому горизонту диатомовой свиты.

Отложения рассматриваемого возраста служили объектом исследований М. Г. Агабекова, Ш. А. Азизбекова, К. А. Ализаде, Н. И. Ан-

друсова, Г. А. Ахмедова, А. С. Байрамова, В. В. Богачева, В. В. Вебера, А. Г. Ворошиловой, Д. В. Гаджиева, Д. В. Голубятникова, И. М. Губкина, Х. С. Джабарово́й, Е. Я. Дмитриева, Г. М. Касумовой, Н. А. Кудрявцева, В. П. Куцева, А. В. Мамедова, Ш. Мамедзаде, Ш. Ф. Мехтиева, В. М. Побединой, М. Т. Проиной, С. Г. Салаева, К. М. Султанова, В. Е. Хаина, Н. С. Шатского и др.

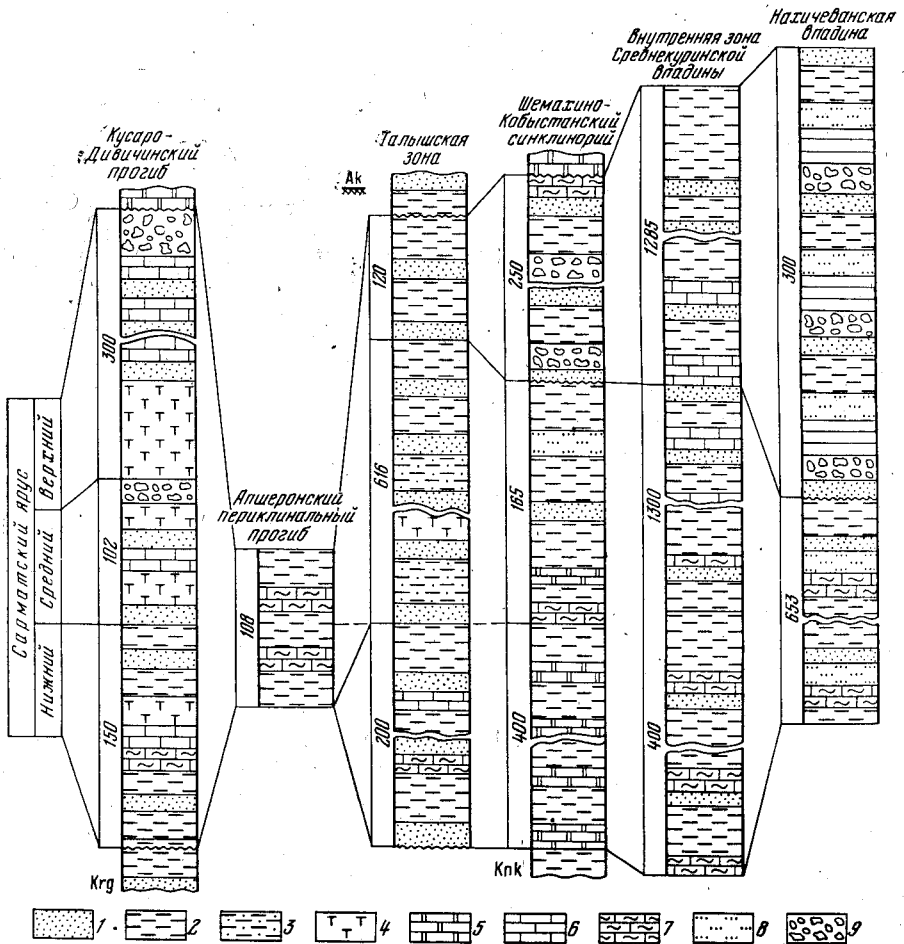


Рис. 2. Сопоставление сводных разрезов сарматского яруса

1 — пески, песчаники; 2 — глины; 3 — глины песчанистые; 4 — глины известковистые; 5 — доломиты; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — алеволиты; 9 — конгломераты

Осадки сарматского яруса в пределах Кусаро-Дивичинского прогиба представлены всеми своими подъярусами. Они широкой полосой слагают северо-восточную часть третичной моноклинали. Отдельные выходы их, по которым в основном велись исследования, имеются в долинах рек Гильгильчай, Вельвелчай, Кимилчай, Чагаджукчай, Карачай, Кудиалчай, на горах Чахмах, Келярафта и др.

Нижнесарматский подъярус. Отложения нижнего подъяруса сарматского яруса рассматриваемой зоны представлены двумя типами литофаций: восточным (прикаспийским) глинистым и западным (кубинским) прибрежно-мелководным.

Отложения первого типа, развитые в полосе между р. Гильгильчай и берегом Каспийского моря, литологически представлены темно-серыми и бурыми слоистыми глинами с прослоями песков. В. Е. Хаинным (1946) из глин приводятся *Tapes naviculatus* R. Hoern., *Syndesmia reflexa* Eichw., *Maetra eichwaldi eichwaldi* Lask.

Начиная от р. Вельвелячай и далее к северо-западу нижнесарматские отложения представлены уже в типичной мелководно-прибрежной фации. Они выражены серыми, темно-серыми, бурыми песчанистыми известковистыми глинами. Нередки прослойки песчаников, ракушечниковых песков, известняков и мергелей. На южном склоне горы Чахмах из отложений данной фации К. М. Султановым (1953) приводится следующая ассоциация нижнесарматской фауны: *Modiola naviculoides* Koles., *M. sarmatcus* (Gat.), *Cardium kasinkense* Koles., *C. gracile* Pusch., *C. vindobonense* (Partsch) Lask., *Tapes vitalianus aksajikus* Bog., *T. naviculatus* R. Hoern., *Syndesmia reflexa* Eichw., *Ervilia dissita andussovi* Koles., *Hydrobia* cf. *uiratamensis* Koles., *Duplicata duplicata longinqua* (Koles.), *Akburunella akburunensis* (Andrus.). Ввиду преобладающей роли в данном комплексе фауны *Ervilia dissita* (95%) К. М. Султанов (1953) называет эту пачку «слой с *Ervilia*». В. Е. Хаин, основываясь на наличии конгломератов в низах нижнесарматского подъяруса, а также отсутствии слоев конкского горизонта, приходит к выводу о трансгрессивном залегании нижнего сармата на караганских слоях.

Общая мощность нижнего сармата в Кусаро-Дивичинском синклиории составляет 150 м (Салаев, 1961).

Среднесарматский подъярус. Отложения среднего подъяруса сармата получили более широкое развитие, чем таковые нижнего. Более того, они фаунистически лучше охарактеризованы и подразделяются на два не строго выдержанных стратиграфических горизонта: нижний — криптомактровый и верхний — горизонт с типичной среднесарматской фауной. Верхний горизонт среднесарматского подъяруса представлен, по сравнению с нижним, в более мелководной фации (песчаники, оолитовые известняки, ракушечники).

Среди осадков среднесарматского подъяруса Кусаро-Дивичинского синклиория также можно выделить два типа литофаций: глинистый (прикаспийский), развитый от р. Гильгильчай до берега Каспийского моря, и глинисто-песчаный (кубинский), получивший развитие к западу-северо-западу от долины р. Туржанчай.

Прикаспийский тип литофации выражен слабопесчанистыми глинами с прослоями глинистых доломитов. Типичный для данной литофации разрез среднего сармата приводится К. М. Султановым (1953) по долине р. Гильгильчай. Сложен он здесь серыми, буровато-серыми известковистыми плотными глинами с редкими пропластками песка и песчаника. В верхней части разреза встречаются прослойки серого мергеля и конгломерата. Общая мощность среднего подъяруса сармата определяется в 91 м.

Из указанного выше разреза К. М. Султанов (1953) приводит следующую фауну: *Cardium bajarunasi* Koles., *Tapes naviculatus* R. Hoern., *Maetra urupica* Dan., *M. subvitaliana* Koles., *Cryptomactra pes-anseris* Andrus., *Valvata pseudoadeorbis* Sinz., *Amnicola cystomoideis* Sinz., *Hydrobia elongata* Eichw., *Duplicata limnaeiformis* (Koles.), *Akburunella akburunensis* (Andrus.).

Запад-северо-западнее р. Гильгильчай литофации среднего сармата несколько изменяются. В них преобладающую роль начинает играть песчанистый материал.

Разрез среднего сармата кубинского типа, развитый северо-западнее р. Туржанчай, К. М. Султановым (1953) приводится по р. Чагаджукчай. Представлен он серыми, синевато-серыми, зеленовато-серыми более или менее песчанистыми, известковистыми глинами, серыми, желтоватыми глинистыми песками и песчаниками, глинистыми ракушняками и раковинными известняками; мощность 102 м. Фауна: *Modiolaria sarmaticus* (Gat.), *Cardium ingratum* Koles., *C. desperatum* Koles., *C. vassoevits* Koles., *Calliostoma sarmates* (Eichw.), *C. perfida* (Koles.).

В. М. Победина, А. Г. Ворошилова и др. (1956) приводят для отложений среднего сармата следующую характерную микрофауну: *Articulina problema* Bogd., *Dogiolina sarmatica* Bogd. et Volosh. Средний сармат по микрофауне расчленяется на два горизонта, из которых нижний содержит милиолиновую ассоциацию, а верхний характеризуется нонионидовой ассоциацией.

Верхнесарматский подъярус. Отложения верхнего сармата протягиваются довольно длинной полосой вдоль третичной моноклинали вплоть до р. Кудиалчай. К. М. Султанов указывает их обнажения в долинах рек Гильгильчай, Атачай, Вельвелячай, Кимилчай, Чагаджукчай и др. На основании литологической и фаунистической характеристики отложения подразделяются на два горизонта: нижний (ростовский) и верхний (херсонский).

Первый горизонт представлен серыми, темно-серыми известковистыми глинами с прослоями темно-серых с коричневатым оттенком пиробитуминовых сланцев. Из сланцев К. М. Султановым приводятся: *Maetra bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz., *M. naliokini* Koles. и др.

Верхний горизонт выражен известняками, песчаниками и конгломератами, содержащими растительные остатки. Фаунистически характеризуется присутствием *Maetra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz. Мощность верхнего сармата 250—300 м.

Наличие отложений сарматского яруса (ахудагской свиты, по Н. С. Шатскому и В. В. Веберу, 1931) в пределах Апшеронского полуострова установлено в северо-западной, северной и центральной частях его, где они представлены нижним и средним подъярусами.

В северо-западной части полуострова сарматские отложения, слагающая вершины гор Учтепе, Касмалидаг, представлены зеленовато-серыми глинами с прослоями плотного серого мергеля с рыбьими остатками. Наиболее полно сарматский ярус представлен в северной части Западного Апшерона, слагающая северо-восточное крыло Орджандагской складки и юго-восточные периклинальные окончания Сарайнской и Фатьмаинской антиклиналей. Здесь они выражены желтовато-серыми, серовато-бурыми глинами с прослоями желтых песчанистых, иногда охристых рыхлых мергелей.

Мощность осадков сарматского яруса на Апшеронском полуострове 95—108 м.

Отложения сарматского яруса в Кобыстане известны в центральной и юго-западной частях области, где они участвуют в строении синклинальных прогибов и представлены всеми своими подъярусами.

Нижний сармат, составляющий нижнюю часть ахудагской свиты, в Кобыстанской области представлен двумя типами литофаций: глинистой в Центральном Кобыстане и песчано-глинистой («чеилдагской») — в юго-западной полосе области. В Центральном Кобыстане они без видимого углового несогласия залегают на фаунистически охарактеризованной пачке глинистых сланцев конк-

ского горизонта, представлены серыми, оливково-бурыми глинами, с выцветами ярозита и редкими прослоями и линзами брекчиевидного доломита, выше переходящими в пачку, состоящую из чередования черно-бурых неслоистых и некарбонатных глин с прослоями серого кремнистого доломита, с коричнево-бурыми глинами, ярозитом и доломитовыми конкрециями.

Разрезы нижнего сармата Юго-Западного Кобыстана отличаются появлением в их составе песчаных и слабопесчаных глин, на плоскостях напластования которых отмечаются тончайшие пропластки песка и алевролита.

Отложения нижнесарматского подъяруса фаунистически охарактеризованы бедно. В них помимо *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.) и остатков рыб встречаются *Miliolina macellum* (Orb.), *M. reussi* Bogd. и др. Мощность их подвержена сильным колебаниям. Если в центральной части, т. е. в области развития глинистой фации, она составляет 150—300 м, то в юго-западных районах (Ильхичи, Загирдаг, Адживели, Умбаки, Арзани) достигает 375—400 м.

Отложения среднесарматского возраста на основании находки *Cryptomacra pes-anseris* Andrus. были установлены Н. С. Шатским и В. В. Вебером (1931). Они совершенно согласно перекрывают осадки нижнего подъяруса сармата. Г. А. Ахмедов выделяет их в качестве самостоятельного подъяруса в южной части Центрального Кобыстана, из глин и мергелей которых им приводятся *Modiola sarmatica* Gat., *Cryptomacra pes-anseris* Andrus., *Spirialis* sp.

Если в Центральном Кобыстане рассматриваемые отложения представлены чередованием оливково-бурых, ржаво-бурых и серовато-бурых глин с тончайшими прослойками слабо уплотненных алевролитов, песчаников, доломитов и мергелей, то в крайней южной полосе развития их в пределах области они уже выражены в песчано-глинистой литофации.

Установленная максимальная мощность среднего сармата в Юго-Западном Кобыстане, по Г. А. Ахмедову (1957), достигает 160—165 м.

Отложения верхнего подъяруса сармата в Кобыстанской области обладают довольно широким развитием. Почти на всей территории, за исключением лишь северных участков, где они залегают на более древних осадках, отложения их совершенно согласно перекрывают средний сармат.

Г. А. Ахмедовым (1957) в данной области для верхнего сармата выделяются три литофациальных участка: 1) северный участок, охватывающий площадь от Ахудага до Байгушты; 2) средний участок, в который входит юго-восточная часть Центрального Кобыстана; 3) южный участок, ограниченный пределами Чеилдаг — Умбаки — Арзани.

Верхний подъярус представлен двумя горизонтами: нижним — ростовским и верхним — херсонским.

В Северном Кобыстане отложения ростовского горизонта отсутствуют и разрез его начинается отложениями верхнего горизонта, представленного в основном глинисто-песчаной литофацией с прослоями галечников и конгломератов. Фаунистически они охарактеризованы весьма слабо и выделены по литологическим признакам.

На среднем участке развития отложений верхнего сармата разрез начинается чередованием ржаво-бурых, оливково-бурых толстослоистых, местами почти неслоистых глин с включением окатанной и полукатанной, нередко угловатой гальки, состоящей из доломитов, доломитовых мергелей и глин.

На юге Кобыстана верхнесарматские отложения довольно хорошо развиты на южном крыле Умбакинской и северном крыле Арзанинской

антиклиналей. Здесь в их составе уже появляются частые прослои тонкозернистого алевролита, песка и рыхлого песчаника.

Наибольшей мощности верхний сармат достигает в юго-восточной части Кобыстанского прогиба, где мощность его превышает 250 м.

В Шемахинской зоне сарматские отложения, впервые установленные Н. И. Андрусовым (1896), не имеют широкого площадного развития. Они распространены здесь небольшими клочками, но представлены всеми тремя подъярусами.

Нижнесарматский подъярус. Наиболее полный и фаунистически хорошо охарактеризованный разрез отложений нижнего подъяруса сармата приводится К. М. Султановым (1953) для района севернее горы Қыз-Каласы, где он (снизу вверх) представлен синевато-серыми, желтовато-серыми, зеленовато-бурыми известковистыми вязкими глинами с тонкими пропластками серых рыхлых песчаников, кверху переходящих в неплотные желтые, серые песчаники с прослойками известняков.

К. М. Султанову на основании фауны удалось подразделить приведенный выше комплекс пород на два горизонта. Нижний горизонт относительно более глубоководный, чем верхний, характеризуется присутствием *Syndesmia reflexa* Eichw., *Ammicola zonata* Eichw., *Hydrobia elongata* Eichw., *Akburunella praeakburunella* (Koles.), *Acteocina lajonkaireana* (Bast), а верхний — *Mactra eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita* Eichw. и др.

Характер контакта нижнесарматских отложений с подстилающими не ясен. Последнее обстоятельство объясняется сильной дислоцированностью всей толщи кайнозойских отложений. Так, если Ш. Мамедзаде (1939) считает, что нижний сармат залегает на чокракских отложениях караганского возраста. Последнее обстоятельство, по его мнению, доказывается находждением в подстилающих сармат глинах крупных форм *Otolithus corius* Chal., которые, по заключению Д. М. Халилова, в других отложениях не встречаются.

Среднесарматский подъярус. Единственным выходом на дневную поверхность отложений среднего сармата в рассматриваемой зоне является долина р. Шалабасан к северу от Маразов. Литологически осадки его представлены темно-серыми, слабопесчанистыми глинами, содержащими *Cardium subfittoni* Andrus., *C. barboti* R. Hoern., *C. bajarunasi* Koles., *Tapes naviculatus* (R. Hoern.) Andrus., *Cryptomactra pes-anseris* Andrus.

Мощность среднего подъяруса сармата в Шемахинском районе превышает 250 м.

Отложения верхнесарматского возраста в Шемахинском районе отсутствуют.

Талышская зона. Отложения сарматского яруса в пределах Талышского хребта, установленные В. П. Куцевым (1937) и Ш. Мамедзаде (1939), развиты в северо-восточной и северо-западной его частях. Выступая отдельными пятнами по долинам рек и на возвышенностях, они представлены всеми своими тремя подъярусами.

Нижнесарматский подъярус. На основании определения найденных в глинах, мелко-среднезернистых песках и песчаниках ядер *Ervilia* sp. В. П. Куцеву (1937) и Ш. Мамедзаде (1939) удалось отнести содержащие их породы по возрасту к нижнему сармату.

Наличие широко развитых и фаунистически охарактеризованных отложений нижнесарматского подъяруса было выявлено в результате проведения детальных работ в предгорьях Талыша К. М. Султановым (1953). Нижний сармат представлен светло-серыми глинами с редки-

ми прослоями известковистых песчаников и мергелей и достигает 200 м мощности (с. Тумарханлы). Отложения трансгрессивно залегают на майкопской серии и характеризуются крайне обедненным комплексом фауны: *Modiola sarmaticus* (Gat.), *Musculus naviculoides* (Koles.), *Cardium kasinkese* Koles., *C. ustjurtense* (Andrus.) Koles., *C. lithopodolicum* Düb., *C. plicatum* Eichw., *Ervilia pussila dissita* Eichw., *Acteocina lajonkairieana* (Bast.).

В. М. Победина, А. Г. Ворошилова и др. (1956) отложения нижнего сармата Талышской зоны делят на три микрофаунистических горизонта.

Среднесарматский подъярус. В Талышской зоне среднесарматские отложения получили более широкое развитие. Они здесь выражены в прибрежной фации и согласно залегают на нижнем сармате.

К. М. Султанов (1953) подразделил их на два горизонта: нижний — криптомактровый и верхний — горизонт с типичной среднесарматской фауной. Наиболее полный разрез отложений приводится для долины р. Геоктапа.

Криптомактровый горизонт разреза мощностью 350 м представлен синевато-серыми глинами и серыми с голубоватым оттенком плотными песчаниками, содержащими *Modiola sarmaticus* (Gat.), *Cardium ruthenicum* (Hilb.) Lask., *C. vindobonense* (Partsch), *Tapes naviculatus* (R. Hoern.) Andrus., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia dissita* Eichw. Встречены также растительные остатки.

Горизонт с типичной среднесарматской фауной выражен серыми сильнопесчанистыми, известковистыми глинами с пропластками песчаника и мелкозернистого песка с угловатой галькой. Отсюда К. М. Султановым приводятся *Modiola sarmaticus* (Gat.), *Tapes naviculatus* (R. Hoern.), *Maetra urupica* Dan., *M. vitaliana* d'Orb., *Cryptomaetra pes anseris* Andrus.; мощность горизонта 266 м. Общая мощность отложений среднего сармата по р. Геоктапа 616 м.

Отложения среднего сармата изучены также на основании данных глубоких колонковых скважин в районах сс. Тумарханлы, Гермели и Новоголовки. Литологический и фаунистический состав отложений среднесарматского подъяруса здесь резко отличен от таковых, развитых в других частях Талышской зоны. Отличие заключается в отсутствии горизонта с типичной среднесарматской фауной и в довольно хорошем развитии осадков криптомактрового горизонта.

Ш. Ф. Мехтиев и К. М. Султанов (1958) расчленили криптомактровый горизонт на три фаунистически охарактеризованные пачки.

Нижняя из них сложена светло-серыми песчанистыми глинами с пропластками известковистого рыхлого песчаника и оолитового известняка с растительными остатками и с фауной *Modiola sarmaticus* (Gat.), *M. incrassata* Orb., *Cardium praefischerianum* Koles., *C. fittoni* Orb., *C. ingratum* Koles., *Tapes vitalianus* Orb., *Maetra subvitaliana* Koles., *M. vitaliana* Orb., *Calliostoma angulatosarmates* (Sinz.), *C. minuta* (Sinz.), *Dorsanum (Duplicatum) corbiana* (Orb.).

Средняя пачка сложена серовато-бурыми слоистыми известковистыми песчанистыми глинами с пропластками светло-серых рыхлых крупнозернистых песчаников с фауной: *Modiola sarmaticus* (Gat.), *M. naviculoides* Koles., *Cardium subfittoni* Andrus., *C. bajarunasi* Koles., *Tapes naviculatus* (R. Hoern.) Andrus., *Maetra subvitaliana* Koles., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz., *Akburunella akburunensis* (Andrus.) и др.

Верхняя пачка представлена серыми известковистыми глинами с прослойками зеленоватых мергелей с бедной фауной: *Cryptomactra pes anseris* Andrus., *Valvata pseudoadeorbis* Zhiz., *Akburunella* sp.

В подошве среднего горизонта, в 1,5-метровом слое зеленоватых мергелей, К. М. Султановым (1953) обнаружены своеобразные формы *Pholas*, выделенные им в новый подрод *Laphos*, а вмещающие их отложения — соответственно в «слои с *Laphos*».

Верхнесарматский подъярус. Отложения верхнего сармата в Талышской зоне впервые были установлены К. М. Султановым в районах сс. Тумарханлы, Гермели и Новоголовки. Это мощные серые глины с тонкими пропластками мелкозернистых песчаников, содержащие *Mactra praecaspia* Koles., *M. naviculata* Baily., *M. aff. tumida* Zhiz., *M. subvitaliana* Koles., *Hydrobia kolesnikovi* Sult., датирующие нижний (ростовский) горизонт верхнего подъяруса сармата.

Отложения верхнего горизонта верхнего сармата (херсонский горизонт) отсутствуют; они, по-видимому, были размыты акчагельской трансгрессией. Общая мощность сохранившейся части осадков верхнесарматского подъяруса в Ленкоранской области составляет около 120 м.

Отложения сарматского яруса широко развиты в пределах внутренней зоны Средне-Куруинской впадины, особенно в районе междуречья Куры и Иори, протягиваясь узкими полосами с юго-востока на северо-запад и далее переходя на территорию Грузии.

На основании литофаций, макро- и микрофауны (М. Т. Пронина, К. М. Султанов, Э. З. Мовлазаде) отложения сарматского яруса рассматриваемой зоны подразделяются на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Нижнесарматский подъярус. Отложения нижнего подъяруса сармата имеют сравнительно небольшое развитие. Естественные выходы их наблюдаются в северо-западной и центральной частях зоны, где они слагают периферические части поднятий Ахтахтапа, Чобандаг, Молладаг, Саждаг, Алачыг, Яйлачыг и Мамедтапа. На юго-западе зоны они были изучены на площадях Эльдарюги, Большой Палантекян и др. Если на северо-западе осадки нижнего сармата представлены в основном глинистой фацией, то с продвижением на юго-восток в их составе преобладающую роль начинает играть песчаный материал. Отмечается также непостоянство мощностей на площади их распространения, которая колеблется от 350—400 м на Молладаге до 270 м в районе антиклиналей Эльдарюги и Большой Палантекян. На Молладаге в свде одноименной структуры, по М. Г. Агабекову и А. В. Мамедову (1960), они представлены чередованием серых, темно-серых, зеленовато-серых глин с прослоями мергелей и серых мелкозернистых песчаников.

На основании данных структурно-поискового бурения отложения нижнесарматского подъяруса районов Эльдарюги и Большой Палантекян М. Г. Агабековым и А. В. Мамедовым подразделяются на две свиты: нижнюю — глинистую и верхнюю — песчанистую.

Нижняя свита представлена темно-серыми и буровато-серыми глинами с частыми прослоями плотных желтоватых, серых и темно-серых мергелей с редкими прослоями серых мелкозернистых песчаников мощностью 200 м.

Верхняя — песчанистая свита выражена чередованием полосчатых серых и буровато-серых глин с пластами серых средне- и крупнозернистых песчаников и конгломератов. К. М. Султановым отсюда приводятся *Solen subfragilis* M. Ноегн., *Mactra* cf. *andrussovi* Koles., *M. eichwaldi* Lask.

Для нижнесарматских отложений внутренней зоны Средне-Куринской впадины характерен следующий комплекс фауны: *Cardium lithopodolicum* Dub de Mont., *C. plicatum* Eichw., *Abra reflexa* (Eichw.), *Maetra eichwaldi eichwaldi* Lask., *Ervilia pusilla dissita* (Eichw.), *Gibbula angulata* (Eichw.).

Х. С. Джабаровой (1967) из отложений рассматриваемого возраста приводится следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Selaginella*, *Lycopodium*, *Asplenium*, *Pteris*, *Polypodiaceae*, *Ceratopteris*, *Ephedra*, *Salix*, *Myrica*, *Juglans*, *Carya*, *Platycaria* и др. А. В. Мамедовым и Г. М. Касумовой (1955) из ряда разрезов нижнего сармата приводятся отпечатки листьев *Juglans acuminata* A. Br., *Cinnamotum polymorphum* Rossm.

Среднесарматский подъярус. В пределах рассматриваемой зоны отложения среднего сармата по сравнению с нижнесарматским подъярусом развиты более широко. Протягиваясь от горы Алачыг до горы Эльдарюги, они обрамляют южные склоны расположенных здесь хребтов, а южнее выступают в районе гор Мамедтапа, Большой Палантекян и Кейрюккелан. Характерна большая изменчивость литологического состава и мощностей.

По фаунистическим данным и литологическим особенностям среднесарматский подъярус подразделяется на два горизонта: нижний — криптомактровый и верхний — горизонт с типичной среднесарматской фауной.

Отложения криптомактрового горизонта согласно ложатся на нижнесарматские. С востока на запад отмечается увеличение их мощности, и в их составе преобладающую роль вместо глин начинают играть песчаники. Так, в районе Большого Палантекяна отложения данного горизонта литологически представлены серыми, темно-серыми слоистыми глинами с частыми прослоями плотных мелкозернистых песчаников и мергелей общей мощностью 580 м. Подобная литофация сохраняется и в районе Эльдарюги.

Западнее Эльдарюги отмечается повышение роли песчаников в их составе и увеличение мощности. Последнее хорошо иллюстрируется в приведенном М. Г. Агабековым и А. В. Мамедовым (1960) разрезе по горе Ахтаптапа. Нижняя часть разреза сложена серыми и средне- и мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин, кверху переходящих в мощную пачку глин; общая мощность горизонта в данном разрезе максимальная для всего района и составляет 700—800 м (Агабеков и Мамедов, 1960).

Отложения криптомактрового горизонта внутренней зоны Средне-Куринской впадины характеризуются следующим комплексом макрофауны: *Musculus naviculoides naviculoides* (Koles.), *Cardium plicatofittoni* Sinz., *C. fittoni rustovense* Sult., *C. michailovi* Toulal, *C. ruthenicum* Hilb., *C. kishienevense* Koles., *Tapes vitalianus vitalianus* (Orb.), *Maetra urupica* Dan., *Cryptomatra pes-anseris* Andrus., *Amnicola nympha* Eichw., *Hydrobia uiratamensis* Koles.

В составе спорово-пыльцевого комплекса криптомактрового горизонта также преобладают пыльца древесных пород и главная роль в ее составе принадлежит роду *Pinus* (55—60%).

Отложения горизонта с типичной среднесарматской фауной отличаются весьма пестрым литологическим составом, который обусловил выделения нескольких местных горизонтов разного возраста. Если в центральной части района горы Чобандаг горизонт представлен чередованием серых мелко- и среднезернистых песчаников, серых и зеленых глин, то на северо-западном окончании той же горы они переходят в песчаники и оолитовые известняки с типичной среднесарматской фау-

ной *Cardium fittoni* Orb., *Tapes gregarius* (Goldf.), *Maestra podolica naviculata* (Bailey). К западу отмечается дальнейшее увеличение песчанистого материала.

Многообразие литологического состава привело Н. А. Кудрявцева (1932) к выделению литофациального комплекса, характерного для горы Чобандаг, в самостоятельную стратиграфическую свиту — чобандагскую. Позднее свита Г. А. Гедройцем, А. В. Ульяновым, Н. Б. Васюковичем была подразделена на две части: нижняя отнесена к верхам среднего сармата, а верхняя — к низам верхнего сармата.

В результате детальных исследований М. Г. Агабекову и А. В. Мамедову удалось решить вопрос о возрасте чобандагской свиты. Ими в нижней части свиты обнаружено большое количество *Cryptomaestra pes-anseris* Andrus., а в верхней, относимой большинством исследователей к нижней части верхнего сармата, — *Solen subfragilis* Eichw., *Maestra luxata* Zhiz., *M. tumida* Zhiz. Данный комплекс фауны характерен для отложений ростовского горизонта. Максимальная мощность горизонта отмечена в районе горы Молладаг, где она составляет 450—500 м.

По данным Х. С. Джабарово́й (1967), в составе спорово-пыльцевого комплекса отдельных площадей соотношение отдельных компонентов по сравнению с предыдущим горизонтом значительно изменяется. Так, на площади Саждаг наблюдается преобладание покрытосеменных растений и основное развитие в растительном покрове получают представители широколиственной флоры, в которой из семейства Juglandaceae доминируют роды *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Planycaria* (5—32%), *Betulaceae* — *Alnus*, *Betula*, *Corylus* (3—17,5%). На площади же Чобандаг в спорово-пыльцевом комплексе увеличивается количество пыльцы голосеменных растений.

Верхнесарматский подъярус. Отложения верхнесарматского возраста в пределах внутренней зоны Средне-Куринской впадины по сравнению с другими членами миоцена имеют большее распространение. Выходы их тянутся непрерывной полосой параллельно правому берегу р. Иори, начиная с северного склона горы Алачыг вплоть до Эльдарской степи. Породы выступают и в наиболее южной полосе в районе Гюрзундага, Кейрюккелана и Западного Палантекияна. Они представлены комплексом как мелководных и прибрежно-морских, лагунных, дельтовых, так и пресноводных озерно-речных осадков.

М. Г. Агабеков и А. В. Мамедов (1960) подразделяют верхнесарматский подъярус (снизу вверх) на: ростовский, херсонский горизонты и эльдарскую свиту.

Ростовский горизонт развит в прикрьльевых частях Алачыгского, Ахтахтатапинского, Эльдарюгинского, Кейрюккеланского, Гюрзундагского и Западно-Палантекиянского антиклинальных поднятий. В районе Эльдарюгинской антиклинали отложения ростовского горизонта развиты на южном склоне западной части одноименного хребта и представлены серовато-бурыми слоистыми известняками и серыми глинами с редкими пропластками песчаников. Фауна, в основном приуроченная к глинам, представлена видами: *Solen subfragilis* R. Hoegn., *Maestra luxata* Zhiz., *M. tumida* Zhiz., *M. naviculata* Bailey., *Maestra* sp. и др. Мощность горизонта 350 м.

В районе Гюрзундагской антиклинали породы ростовского горизонта на поверхности не обнажаются, они были вскрыты скважинами структурно-картировочного бурения. Представлены они преимущественно серыми, буровато-серыми глинами с фауной: *Maestra tumida* Zhiz., *M. naviculata* Bailey., *Maestra* sp. и др.

В 1949 г. Т. А. Горшенин на основании данных инструментальной съемки и структурного бурения верхнесарматские отложения, слагающие Западно-Палантектянскую антиклиналь, подразделяет на иорскую и эльдарскую свиты. Первая свита, соответствующая ростовскому горизонту, сложена полосчатыми серыми, бурыми и зеленовато-серыми плотными глинами с пакетами известняков и песчаников, нередко пропитанных нефтью. Мощность иорской свиты составляет 445 м.

Отложения херсонского горизонта, составляющие среднюю часть верхнесарматского подъяруса, выделены М. Г. Агабековым и А. В. Мамедовым (1960) в районе хребтов Эльдарюги, Ахтахтатапа и Кейрюккейлан. На северном крыле Ахтахтатапинской антиклинали они представлены чередованием мощных плотных крупно- и мелкозернистых серовато-бурых сильно пропитанных нефтью песчаников и буровато-серыми, иногда рыжеватобурими глинами. Нередки прослой глинистых ракушечников и песчаников, переполненные мактрами. Отсюда К. М. Султанов приводит следующую фауну: *Solen subfragilis* R. Hoern., *Maetra bulgarica* Toul., *M. caspia* Eichw., *M. crassicolis* S i n z. Мощность горизонта здесь 450—500 м.

Д. В. Гаджиевым в этом же районе были обнаружены представители позвоночной фауны — гиппарион, антилопа, трогоцерус, жирафа ахтиярия, носорог азератерий, тюлень, гиена эльдарская, мастодонт и свинья эльдарская.

Х. С. Джабарова из отложений херсонского горизонта приводит два спорово-пыльцевых комплекса. В составе первого комплекса ею отмечаются представители родов *Podocarpus*, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus*, *Taxodium*, *Platycarya*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Tilia* и др. Во втором же комплексе констатированы представители семейства *Polypodiaceae* и др.

Отложения эльдарской свиты, впервые выделенные А. В. Ульяновым (1936) и отнесенные по возрасту к мэотису, затем в результате находок фауны были отнесены к верхам сарматского яруса. Они слагают северные крылья Алачыгской, Чобандагской, Кейрюккейланской, Эльдарюгинской и северо-западную периклиналь Молладагской антиклиналей. Сводный разрез их представлен чередованием бурых и буровато-зеленых глин с тонкими прослоями гипса и ярозита. Отсюда определены *Unio*, *Helix*, *Planorbis*. В районе хребта Эльдарюги из глин эльдарской свиты Д. В. Гаджиевым найдены и определены щитки черепахи, антилопы, страуса и гиппариона. Мощность свиты достигает 340 м.

Наиболее полный разрез сарматских отложений, приводимый К. М. Султановым и М. Г. Агабековым (1956) по северному склону горы Ахтахтатапа, представлен следующей серией пород (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| Srm ₁ 1. Серовато-бурые глины без фауны | 40 м |
| Srm ₂ 2. Чередование желтовато-бурых слоистых, темно-бурых, светло-серых гипсоносных и темно-бурых, серых плотных оскольчатых глин с тонкими пропластками мергелей; отмечаются прослой мелкозернистого плотного песчаника. Фауна: <i>Ovulites sarmaticus</i> Chal., <i>Nonion granosum</i> d'Orb., <i>N. punctatum</i> d'Orb., <i>Milolina consobrina</i> d'Orb., <i>M. reussi</i> Bogd., <i>Cryptomaetra pes-anseris</i> Andrus., <i>Otolites (Berycidarium)</i> sp., <i>Cythere multistriata</i> Suz. | 115 „ |
| 3. Синевато-серые мелкозернистые плотные песчаники, чередующиеся с темно-серыми неслоистыми глинами, содержащими <i>Ovulites sarmaticus</i> Chal., остатки растений и чешуи рыб | 27,5 „ |
| Srm ₃ 4. Чередование желтовато-бурых слоистых гипсоносных и темно-серых неслоистых оскольчатых глин с пропластками желтовато-бурых мелкозернистых песчаников и плотных мергелей. Фауна: <i>Loxococoncha eichwaldi</i> Liv., <i>Cyprideis torosa-littoralis</i> Brady, <i>Maetra luxata</i> Zhiz., <i>M. tumida</i> Zhiz., <i>Solen subfragilis</i> R. Hoern., <i>Hydrobia kolesnikovi</i> Sult. | 110 „ |

5. Песчаники серые, светло-желтые, сменяющиеся рыхлыми песками и темно-серыми плотными песчанистыми тонкослоистыми глинами с включениями мергеля. Фауна: *Maetra luxata* Zhiz., *M. ex gr. crassicolis* Zhiz. 65 м
6. Чередование серовато-бурых, желтовато-бурых крупнозернистых и плотных песчаников с серовато-бурыми, желтовато-бурыми слоистыми песчанистыми глинами. Отмечаются пропластки ракушечников и известняков. Здесь встречаются: *Cyprideis littoralis* Brady, *Nonion granosum* Orb., *Rotalia beccarii* Liv., *Loxococoncha eichwaldi* Liv., *Hydrobia kolesnikovii* Sult., *Maetra bulgarica* Toulouza, *M. crassicolis* Sinz., *M. caspia* Eichw. 210 „
7. Песчаники серовато-бурые, зеленовато-серые, желтовато-бурые рыхлые, чередующиеся с красно-бурыми, бурыми, серовато-бурыми, серыми неслоистыми глинами, содержащими *Cyprideis torosa littoralis* Brady. 225 „

Отложения сармата встречаются также к югу от р. Куры в северных предгорьях Малого Кавказа. Здесь они представлены в известняковой фации и залегают горизонтально на поверхности гранодиоритовой интрузии. В известняке встречена обильная фауна: *Modiola volhynica* Eichw., *M. denesiana* Orb., *Maetra variabilis* Sinz., *Tapes vitalianus* Orb., *T. akcajicus* Bog., *Cardium ex gr. obsoletum* Koles., *Trochus pictus* Eichw., *Tr. angulatosarmates* Sinz. Приведенный комплекс фауны свидетельствует о нижнесарматском возрасте вмещающих его пород.

Отложения сарматского яруса, развитые в Нахичеванской впадине, Ш. А. Азизбековым (1961) подразделяются на два подъяруса: нижне- и среднесарматский и верхнесарматский.

Выходы нижнего и среднего сармата отмечаются в полосе между Дуздагским плато и с. Хок, в районе горы Тазаучан, сс. Шахтагты, Кабулу, Паиз и Азнабюрт. Литологически они представлены чередованием красновато-бурых, темно-серых и желтовато-серых глин, песчаников, алевролитов и мергелей. Максимальная мощность их определяется у горы Дуздаг в 653 м.

А. Г. Ворошилова приводит следующий комплекс микрофауны *Nonion subgranosum* Orb., *Rotalia beccarii* (Linne), *Cytheridea torosa littoralis* (Brady).

Отложения верхнесарматского подъяруса, трансгрессивно залегающие на подстилающих породах, представлены серыми, зеленовато-серыми и желтовато-серыми известковистыми разнозернистыми песчаниками, глинами, алевролитами, гравелитами, конгломератами с прослоями, линзами и жилками гипса; мощность 100—300 м. Собранный Ш. А. Азизбековым из этих отложений фауна, К. М. Султановым определяется как *Maetra caspia* Eichw., *M. crassicolis* Sinz.

Мэотический ярус. Морские мэотические отложения распространены главным образом в Восточном Азербайджане, а в Западном Азербайджане получили развитие их континентальные аналоги. Мэотические слои Азербайджана изучены Н. И. Андрусовым, Д. В. Голубятниковым, В. В. Богачевым, И. М. Губкиным, Н. С. Шатским, В. В. Вебером, К. А. Ализаде, Г. А. Ахмедовым, К. М. Султановым, С. Г. Салаевым и др. (рис. 23).

На Апшеронском полуострове и в Кобыстане мэотический ярус условно выделяется в составе диатомовой свиты. Ему соответствует бюргутская свита (Вебер и Шатский, 1931) или горизонт Д4 по И. М. Губкину.

Из-за отсутствия фауны выделение мэотического яруса в разрезе неогена произведено в ряде случаев условно. Так, в пределах Кусаро-Дивичинского наложенного прогиба В. В. Вебер относит к мэотическому возрасту 25-метровую толщу серых брекчиевидных доломитов, венчающих разрез отложений сарматского яруса на р. Гильгильчай.

Несколько иного типа осадки мэотического яруса выделены В. А. Долицким (1933) у с. Нижний Чичи на р. Веровчай, где они литологически представлены серыми глинами с прослоями оолитовых известняков, содержащих *Cardium* sp. и других представителей неопределимых пелеципод.

В последние годы рассматриваемый комплекс отложений на основании микрофаунистических исследований удалось выделить В. М. Побединой и в Шурабадском районе.

Резюмируя столь немногочисленные данные о мэотическом ярусе Кусаро-Дивичинского прогиба, можно отметить, что последний выражен в литофации глин с прослоями оолитовых и детритусовых известняков, а также брекчиевидных доломитов, напоминающих мэотис Кобыстана.

Отложения мэотического яруса, связанные постепенным переходом с отложениями сарматского, на Апшеронском полуострове обнажены лишь в его западной части. В северной половине Западного Апшерона они участвуют в строении Джоратской, Орджадагской, Новханинской, Сараинской и Фатмаинской антиклинальных складок. Породы, венчая разрез миоценового комплекса, выражены тонкослоистыми светло-серыми глинистыми, местами мергелистыми сланцами с прослоями белых вулканических пеплов и рыхлых желтовато-серых плитчатых мергелей; мощность 72—150 м.

Несколько иной литологический состав имеют отложения мэотиса в центральной части Западного Апшерона (Шабандаг, Аташкя, Джейранбаган, Зигильпири, Шорбулак и др.). Здесь они представлены белыми, светло-серыми листоватыми глинистыми сланцами и брекчиевидными доломитами.

В Шемахинском районе разрез миоценовых отложений заканчивается мэотическим ярусом. Последний известен у подножия горы Лютра, на склонах оврага между сс. Османбейли и Адиналы, где он состоит из оолитовых, раковинных и детритусовых известняков с характерной фауной *Congerina panticapeae* Andrus., *C. tournoueri* Andrus.; эта часть разреза относится к верхнему мэотису.

К. М. Султановым (1953) из известняковых глыб у горы Лютра определены *Venerupis abichi* Andrus., *Modiola minor* Andrus., *Syndesmia tellinoides* Sinz., *Ervilia minuta* Sinz., *Mohrensternia* sp., *Hydrobia* sp., *Helix* sp., *Ostracoda*.

Мэотические отложения в известняковой фации установлены Н. И. Андрусовым (1909) южнее Шемахи, в русле балки Ширширдере к северу от с. Геогляр. Отсюда Н. И. Андрусовым определены *Syndesmia tellinoides* Sinz., *Ervilia minuta* Sinz., *Cerithium comperei* Orb., позволяющие датировать возраст вмещающих пород как среднемэотический. На основании этого комплекса фауны вмещающие отложения относятся к среднему мэотису. По мнению В. В. Вебера (1933), эти известняки являются останцами мэотических отложений, уцелевшими от размыва перед понтической трансгрессией.

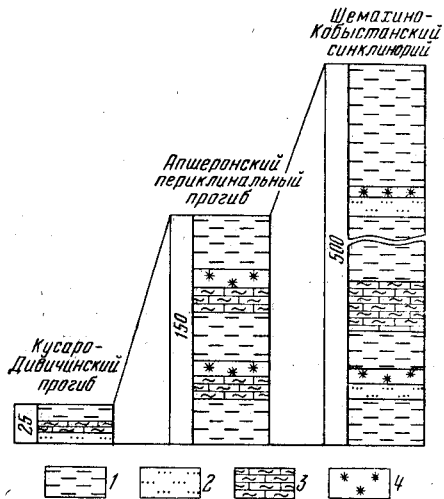


Рис. 23. Сопоставление сводных разрезов мэотического яруса

1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — мергели; 4 — вулканические пеплы

Мэотические отложения протягиваются на восток в сторону Мазинского плато, где они представлены глинисто-песчаной и известняковой литофациями с характерной макро- и микрофауной. Слагая бюргутский горизонт диатомовой свиты (Шатский и Вебер, 1931), они получили широкое развитие в Кобыстане. В этой области они представлены главным образом глинами и глинистыми сланцами с прослоями доломитовых брекчий и вулканического пепла. За доломитами следуют бурые, серые, черные, горючие и пиробитуминозные сланцы. Выше мэотис представлен буроватыми, зеленовато-серыми мергелями и мощной пачкой диатомовых сланцев. Кровля описанной толщи сложена сланцеватыми глинами с прослоями белого пепла и брекчиевидного доломита.

Мэотические отложения прослеживаются от горы Маяш, Большие Сияки до кишлака Бюргут и западнее. Большим развитием они пользуются и в Кобыстане в окрестностях с. Маразы, к северу от Халтавинской долины, к юго-востоку от с. Бекли, где сложены содержащими *Cardium mithridatus* Andrus., *Syndesmia tellinoides* Sinz., *Ervilia minuta* Sinz. известняками. Максимальная мощность в 500 м отложений мэотического яруса отмечена А. А. Ализаде, Г. А. Ахмедовым и др. (1966) на южном крыле и западной периклинали Умбакинской брахиантиклинали. Литологически они представлены неравномерным чередованием буровато-серых глин и диатомовых глинистых сланцев.

А. Г. Ворошилова и В. М. Победина, изучившие микрофауну мэотического яруса Кобыстана, приводят следующий список фораминифер и остракод: *Miliolina* cf. *sulacensis* Gerke, *Nonion granosum* (Orb.), *N. markobi* Bogd., *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.), *Cassidulina crassa* Orb., *Entosolenia cubanica* Bogd., *Loxococoncha viridis* (Mull.), *L. tamarindus* (Jones), *L. eichwaldi* Liv.

Из отолитов рыб В. М. Побединой определены: *Otolithus* (*Bericodarum*) cf. *splendidus* Prochaska, *Ot. (B.) austriacus* Koken и др.

Породы мэотического возраста встречаются южнее в виде глыб мшанковых известняков в выбросах грязевых вулканов (Бахар и др.).

В Западном Азербайджане мэотический ярус представлен в континентальной литофации и составляет среднюю часть ширакской толщи.

Плиоцен

История изучения стратиграфии плиоценовых отложений на территории Азербайджана связана с работами Г. В. Аби́ха, Л. Ф. Бацевича, Г. Г. Цулукидзе, А. И. Сорокина, С. Г. Симоновича, Д. А. Агаларовой, А. А. Ализаде, К. А. Ализаде, Н. И. Андрусова, Г. А. Ахмедова, А. К. Алиева, В. В. Богачева, В. В. Вебера, Б. Г. Векилова, Д. В. Голубятникова, И. М. Губкина, Ш. Ф. Мехтиева, А. Д. Султанова, Б. И. Султанова, Д. М. Халилова и многих других.

Плиоценовые отложения, широко развитые на всей территории Куринской межгорной впадины, в северных предгорьях Малого и южных предгорьях Большого Кавказа, в предгорьях Талыша, по Араксинской долине, Прикаспийско-Кубинской области и островах Каспийского моря, представлены четырьмя ярусами (понтический ярус, продуктивная толща, акчагыльский ярус и апшеронский ярус).

Понтический ярус. Отложения понтического яруса распространены в пределах Кобыстано-Шемахинского синклинория, Апшеронского периклинального прогиба, Кусаро-Дивичинского прогиба и частично в Куринской депрессии (рис. 24). После исследований

Н. И. Андрусова, Д. В. Голубятникова, И. М. Губкина и В. В. Богачева изучением стратиграфии и фауны понтического яруса в Азербайджане занимались Д. А. Агаларова, К. А. Ализаде, В. В. Вебер, Б. Г. Векилов, Д. И. Джафаров, Х. М. Шейдаева-Кулиева, Г. Ф. Шнейдер и др.

Понтический ярус в Азербайджане в целом представлен в морской и континентальной фациях. Морская фация понта занимает весь Восточный Азербайджан, континентальная распространена в Западном Азербайджане; примерная граница — долина р. Геокчай.

Понтический ярус в Азербайджане со времени исследований Н. И. Андрусова, И. М. Губкина, К. А. Ализаде, Д. В. Голубятникова, Б. Г. Векилова, Х. М. Шейдаевой-Кулиевой и др. на основании микро- и макрофауны подразделяется на три подъяруса: нижний (новороссийский), средний (шемахинский) и верхний (бабаджанский).

В Кусаро-Дивичинском прогибе понтические отложения имеют ограниченное распространение. По отдельным выходам и данным бурения они прослеживаются от р. Гильгильчай на юго-востоке до р. Тагирджалчай на северо-западе, заполняя отдельные синклиналильные структуры. Выделяются две подзоны: северо-западная и юго-восточная. В первой подзоне отложения представлены полосчатыми глинами, алевролитами и органогенными известняками с характерной фауной: *Didacna lutrae* Andrus., *Prosodacna schirvanica* Andrus. Несколько южнее к этой толще примешиваются и грубообломочные породы с содержанием дрейссенид. По долине р. Кудиялчай разрез, по Б. Г. Векилову (1962), состоит из темно-серых, синевато-серых полосчатых глин с небольшими прослойками глинистых песков и песчаников мощностью 300 м.

В юго-восточной подзоне (Кайнарджинское поднятие) понтические отложения представлены в основном в глинистой фации с фауной *Paradacna abichi* R. Ноегн., *Valenciennesia revolutae* Vog. (средний понт) и др. и песчано-глинистой (бабаджанский горизонт); мощность 350—500 м.

В пределах Апшеронского периклинального прогиба понтические отложения пользуются значительным распространением. Они обнажаются в Кобийском хребте, Зигильпиринском шоре, Бинагадах, Кебрикшоре, Джорате, о. Артема, островах Бакинского архипелага и др., вскрыты буровыми скважинами. Понтические отложения в основном пред-

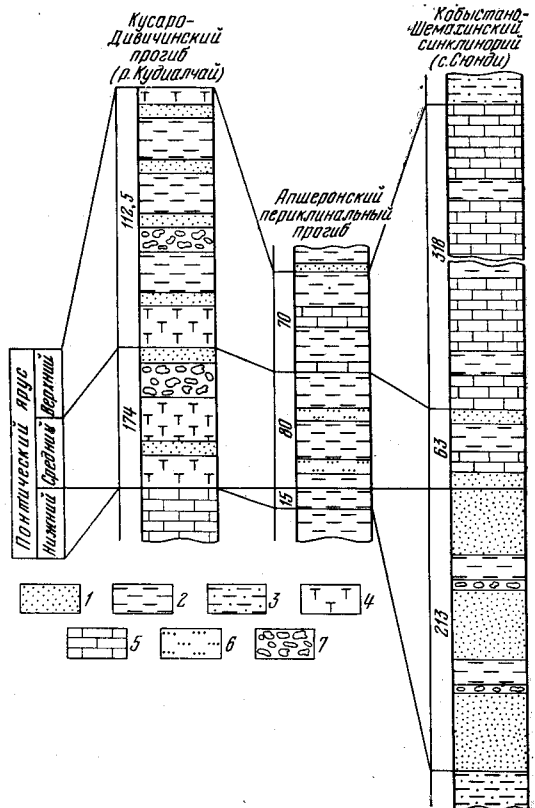


Рис. 24. Сопоставление сводных разрезов понтического яруса

1 — пески, песчаники; 2 — глины; 3 — глины песчаные; 4 — глины известнякостые; 5 — известняки; 6 — алевролиты; 7 — конгломераты

ставлены в глинистой литофации. Наиболее полный разрез их, изученный И. М. Губкиным (1914), К. А. Ализаде (1940), Б. Г. Векиловым (1962) и Х. М. Шейдаевой-Кулиевой (1966), обнажается в районе с. Джорат, где он представлен тремя подъярусами. На Апшеронском полуострове понтические отложения несогласно ложатся на фаунистически охарактеризованные сланцы диатомовой свиты и с заметным угловым несогласием перекрываются глинисто-песчаными породами продуктивной толщи. Общая мощность понтических отложений здесь колеблется от 0 до 250 м.

Нижний понт представлен темно-серыми, желтовато-бурыми сланцеватыми глинами с характерной фауной: *Paradacna abichi* R. Hoegh., *Limnocardium* sp.; из микрофауны характерными для этого подъяруса являются *Bacuniella dorsoarcurata* (Zal.), *Caspiolla gracilis* (Liv.), *Loxococoncha gibboida* Liv. Максимальная мощность отложений 15 м (Масазырский шор).

Средний подъярус понта на Апшеронском полуострове также представлен глинистой фацией: темно-серые, синевато-серые, голубовато-серые известковистые, местами песчанистые глины с тонкими прослоями алевролитов. Чередование глин с алевролитами позволило (Воларович, 1909) именовать их «горизонтом полосчатых глин» или «ленточными глинами». В среднепонтических глинах встречаются мелкие стяжения пирита. Средний понт содержит типичную фауну: *Valenciennestia annulata* Rouss., *V. orientalis* Bog., *Paradacna abichi* R. Hoegh., *Didacna lutrae* Andrus., *D. meissagensis* Andrus. и многочисленные остракоды *Pontonella acuminata* (Zal.), *Xestoleberis lutrae* Schn., *Leptocythere rosalinae* Schn. и др. Максимальная мощность среднего понта 80 м.

В. Е. Хаин считал разрез среднего понта Бинагадов характерным для Апшеронского полуострова и предложил именовать его «бинагадинским горизонтом».

Верхний подъярус понта на Апшеронском полуострове сложен в основном также темно-серыми, зеленовато-бурыми сланцеватыми глинами с прослоями песчанистых известняков. В окрестностях с. Джорат, г. Сумгаита и ст. Насосной разрезы понта обогащены детритусовыми известняками и мергелями. Для верхнего понта характерна следующая ассоциация видов: *Dreissena anisoconcha* (Andrus.), *Cardium negativum* Andrus., *Prosodacna schirvanica major* Andrus., *Monodacna babadjanica* Andrus., *Didacna laskarevi* Andrus., *D. depereti* Andrus., *Melanopsis lorentheyi* Andrus., остракоды — *Pontonella loezgi* (Zal.), *Caspiocypris candida* (Liv.), *Loxococoncha djaffarovi* Schn., *Leptocythere candida* (Liv.). Мощность верхнего понта 35—70 м.

Отложения понтического возраста в Шемахино-Кобыстанском синклинии распространены весьма широко и представлены классическими разрезами, известными по работам Н. И. Андрусова (1909), Г. А. Ахмедова (1957), К. А. Ализаде (1940), Б. Г. Векилова (1962), Х. М. Шейдаевой-Кулиевой (1966) и др. В Кобыстане и Шемахинском районе понтические отложения участвуют в строении целого ряда структур. В северной и северо-западной частях Шемахино-Кобыстанской области они слагают Сюнди-Маразинскую наложенную мульду, долину р. Пирсатчай, окрестности сс. Сюнди, Маяш, Сяйки, Хилмили, Джаирлы, венчают хребты Набур, Шемахино-Мейсаринский кряж, а на юге — борта Джейранкечмезской депрессии. Они известны в окрестностях сс. Матрасы, Кялаханы, Чархан, Геогляр и др. Литофациально понтические отложения Шемахино-Кобыстанского синклиния резко отличаются от таковых Апшеронского периклинального прогиба.

Глины понтического яруса апшеронского типа с продвижением к западу и северо-западу, в сторону Кобыстана и Шемахинской зоны, обогатятся линзами и прослоями известняков-ракушечников, песков, конгломератов и вулканического пепла. Изменение литофаций отражается также на характере фауны, а именно она становится обильней и получает пышное развитие.

Морская фация понтического яруса тянется и на запад, выступая по долинам рр. Геокчай и Агричай, являющимся крайними пунктами развития рассматриваемых отложений.

В Центральном и Восточном Кобыстане, по данным Г. А. Ахмедова (1957), понт выступает в виде небольших полос и пятен. Он выражен здесь темно-серыми, светло-серыми, буроватыми слоистыми песчанистыми глинами, а также мощными прослоями песков и песчаников общей мощностью 345 м и с фауной: *Dreissena meissarensis* (Andrus.), *Paradacna abichi* R. Hoern., *Didacna lutrae* Andrus., *Melanopsis dianaeformis* Andrus. и *Valenciennesia* sp.

Здесь отмечаются перерывы между понтом и продуктивной толщей, а также трансгрессивное перекрытие понта акчагылом и несогласное подстилание диатомовой свитой.

Наиболее полным является разрез горы Бояната, где мощность понтических отложений достигает 480 м. Сводный разрез горы Бояната (снизу вверх) представлен бурыми глинами и детритусовыми известняками-ракушечниками, переходящими выше в синевато-серые известковистые глины с прослоями вулканического пепла и светло-серого мелкозернистого песчаника. Разрез завершается детритусовыми известняками с валунами и гальками доломитов и мергелей. Фауна, содержащаяся в этом разрезе: *Congerina subcarinata* Desh., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Monodacna babadjanica* Andrus., *Didacna depereti* Andrus., *D. laskarevi* Andrus., *Valenciennesia* sp. и др., свидетельствует о наличии всех подъярусов понта. Боянатинский тип понта распространен также в Маяшской, Большой Сиякинской мульдах и других пунктах, где представлен аналогичными породами. Понтические отложения принимают участие и в строении Бабаджанской гряды, где они сложены темно-серыми слоистыми или оскольчататыми глинами с маломощными прослоями известняка-ракушечника. В этом разрезе Н. И. Андрусовым (1909) впервые выделен бабаджанский горизонт с типичной фауной: *Dreissena anisoconcha* Andrus., *Prosodacna schirvanica* Andrus., *Monodacna babadjanica* Andrus., *Didacna laskarevi* Andrus., *D. depereti* Andrus., *Melanopsis lorenteyi* Andrus. и др. Здесь понт лежит на размытой поверхности диатомовой свиты.

Классические разрезы понта известны в Сюнди-Маразинской наложенной мульде, в окрестностях с. Сюнди. В указанных пунктах нижний подъярус его, подстилаемый глинисто-песчанистым мэотисом, представлен, по данным Х. М. Шейдаевой-Кулиевой (1966), буровато-серыми косослоистыми, плохо отсортированными глинистыми песками с прослоями серых глин и конгломератов с фауной: *Congerina panticapea* Andrus., *Prosodacna littoralis* Eichw. Из остраков приводятся *Bacuniella dorsoarcuata* (Zal.), *Caspiocypris acronasuta* (Liv.), *C. candida* Liv. Мощность нижнепонтических отложений 218 м.

Средний понт выражен серыми и темно-серыми мелкозернистыми песками, зеленовато-серыми песчанистыми глинами, а также чередованием желтовато-бурых известняков-ракушечников с *Paradacna abichi* R. Hoern., *Didacna lutrae* Andrus., *Melanopsis mitraeformis* Andrus., *Chartaconcha bayerni* R. Hoern. Из остраков Х. М. Шейдаевой-Кулиевой определены *Xestoleberis lutrae* Schn., *Pontonella acuminata* (Zal.), *Loxococoncha petasa* Liv. Мощность подъяруса 56 м.

Верхний подъярус понта представлен серыми толстослоистыми детритусовыми известняками-ракушечниками с тонкими прослоями серых глин и желтовато-серых плотных песчаников с *Congeria subcarinata* Desh., *Dreissena anisoconcha* (Andrus.), *Cardium negatium* Andrus., *Didacna sundica* Andrus., *D. depereti* Andrus., *D. lutrae* Andrus. Из остракод встречены *Caspiocypris filona* (Liv.), *Lepocythere andrussovi* Liv., *L. subcaspia* Liv., *Cyprideis littoralis* (Bradley), *Cytherissa bogatchevi* (Liv.); мощность 335 м.

Б. Г. Векиловым (1962) приводится следующий разрез отложений понтического яруса в Сюндинском ущелье (снизу вверх):

1. Чередование буровато-серых, плохо, отсортированных глинистых песков и бурых плотных слоистых известковистых песчаников с обильной фауной: *Congeria panticapea* Andrus., *C. novorossica* Sinz., *Dreissena simplex* (Barb.), *Dr. tenuissima* (Sinz.), *Prosodacna littoralis* Eichw., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Didacna novorossica* Barb., *Anodonta* sp., *Unio* sp., *Melanopsis mitraeformis* Andrus., *M. subpraerosa* Andrus., *Neritina* sp., *Micromelania* sp., *Helix* sp. 123 м
2. Вулканический пепел серовато-белого цвета, в кровле с большими линзовидными скоплениями мелких *Parviverus vidhalmi* Sinz., а также *Monodacna pseudocatillus* Barb. и др. 3 „
3. Переслаивание серовато-белых известняков, буровато-серых плотных песчаников, серых и бурых тонкозернистых песков и серых песчанистых глин, содержащих *Dreissena simplex* Barb., *Anodonta* sp., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Didacna novorossica* Barb., *Chione widholmi* Sinz., *Neritina* sp., *Melanopsis bonelli* Sinz., *M. mitraeformis* Andrus., *M. subpraerosa* Andrus. 87 „
4. Прослой конгломерата из мелкой гальки 0,1 „
5. Переслаивание серых, зеленовато-серых слоистых песчанистых глин, буровато-серых, буровато-красных слабо сцементированных средне- и крупнозернистых песков и буровато-серых, светло-бурых плотных, известковистых песчаников. В кровле отмечается (1,5 м) прослой вулканического пепла белого цвета. Фауна: *Dreissena anisoconcha* (Andrus.), *Dr. stefanescui* Font., *Limnocardium subsquamulosum* Andrus., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Charitoconcha bayerni* R. Hoern., *Monodacna longinqua* Schn., *Didacna subcarinata* Desh., *D. subcrassatellata* Andrus., *D. subincerta* Andrus., *D. planicostata* Desh., *D. meissarensis* Andrus., *D. schemachinica* Andrus., *Neritina* cf. *sundica* Andrus., *Neritina* sp., *Melanopsis mitraeformis* Andrus., *M. bonelli* Sinz., *M. lorentheyi* Andrus., *M. dianaformis* Andrus., *Zagrabica rugosa* Andrus. 63 „
- Рптз 6. Чередование светло-серых, желтовато-серых детритусовых плотных известняков с прослоями серовато-зеленых известковистых глин и буровато-серых плотных известковистых песчаников. Фауна: *Congeria subcarinata* Desh., *Dreissena meissarensis* (Andrus.), *Dr. stefanescui* Font., *Dr. rostriformis* (Desh.), *Dr. retowskii* (Andrus.), *Limnocardium nobile* Sabba, *Charitoconcha bayerni* R. Hoern., *Monodacna babaджанica* Andrus., *Didacna laskarevi* Andrus., *D. pirsagatica* Andrus., *D. lutrae* Andrus., *D. incerta* Desh., *D. schemachinica* Andrus., *D. subdentata* Andrus., *D. depereti* Andrus., *D. sundica* Andrus., *Neritina sokolovi* Andrus., *N. sundica* Andrus., *Melanopsis lorentheyi* Andrus., *M. dianaformis* Andrus. 180 „
7. Белый вулканический пепел 0,5 „
8. Чередование светло-серых, серовато-бурых детритусовых известняков с серыми, светло-бурыми среднезернистыми плотными известковистыми песчаниками, содержащими *Congeria subcarinata* Desh., *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dr. retowskii* (Andrus.), *Dr. anisoconcha* (Andrus.), *Dr. meissarensis* (Andrus.), *Cardium negatium* Andrus., *Limnocardium nobile* Sabba, *Prosodacna schirovanica major* Andrus., *Charitoconcha bayerni* R. Hoern., *Monodacna babaджанica* Andrus., *Didacna laskarevi* Andrus., *D. lutrae* Andrus., *D. subdentata* Andrus., *D. schemachinica* Andrus., *Neritina sundica* Andrus. 101,6 „
9. Конгломерат, состоящий из крупной и мелкой окатанной и полуокатанной гальки с *Prosodacna schirovanica major* Andrus., *Didacna incerta* Desh., *Neritina sundica* Andrus. 1 „
10. Переслаивание серых, буровато-серых детритусовых известняков с серыми плотными среднезернистыми известковистыми песчаниками, содержащими *Congeria subcarinata* Desh., *Dreissena anisoconcha* (Andrus.), *Dr. retowskii* (Andrus.), *Dr. rostriformis* (Desh.), *Limnocardium nobile* Sabba,

Prosodacna schirvanica Andrus., *Monodacna babadjanica* Andrus., *Didacna pirsagatica* Andrus., *D. schemachinica* Andrus., *D. depereti* Andrus., *D. laskarevi* Andrus., *Neritina sokolovi* Andrus. 35 м

Аналогичные разрезы наблюдаются в районе сс. Набурбулага, Хильмили и др.

В районе Шемахино-Мейсаринского кряжа понтические отложения образуют прекрасные выходы в Хыныслинском и Мейсаринском ущельях.

В Хыныслинском ущелье понтические отложения залегают непосредственно на сарматских породах и перекрыты трансгрессивно акчагылом. Разрез здесь начинается средним понтом, который сложен глинисто-песчаными породами мощностью около 120 м, с фауной: *Paradacna abichi* R. Hoern., *Didacna lutrae* Andrus., *Melanopsis subpraerosa* Andrus., *Valenciennesa annulata* Rouss., *Leptocythere cardinis* Mand., *L. cellulla remissa* Liv., *Loxococoncha petasa* Liv., *Cytherura pyramis* Schn.

Верхний понт, участвуя в строении отдельных складок, в Хыныслинском и Мейсаринском ущельях представлен светлыми, желтовато-серыми известковистыми ракушениками с подчиненными прослоями песков и песчаников. Мощность верхнепонтических отложений составляет 415 м. Здесь встречены *Dreissena meissarensis* (Andrus.), *Dr. anisoconcha* (Andrus.), *Cardium negatium* Andrus., *Prosodacna schirvanica* (Andrus.), *Monodacna babadjanica* Andrus., *Didacna depereti* Andrus., *D. pirsagatica* Andrus. Из остракод определены *Caspiocypris candida* (Liv.), *Leptocythere propinqua* Liv., *L. bicornis* Liv., *Cytherissa articulata* (Liv.) и др.

Верхний понт перекрыт трансгрессивно глинами акчагыльского яруса. Следует отметить, что в Мейсаринском ущелье мощность верхнего понта возрастает вдвое.

Как отмечено выше, крайним пунктом выходов морских понтических отложений является район слияния рек Геокчай и Вандамчай (Куринская депрессия). Западнее этого пункта понтический ярус выражен полностью в континентальной фации и входит в состав так называемой «ширакской свиты». Ширакская свита установлена Т. А. Горшениным (1949) в северо-восточной части Эльдарюгинской антиклинали, где она несогласно залегают на верхнесарматских отложениях. По М. Г. Агабекову и А. В. Мамедову (1960), она литологически представлена разнозернистыми слабо сцементированными песчаниками и пестроцветными глинами, содержащими *Unio* и *Planorbis*; мощность — 200 м.

Отдельные исследователи в стратиграфический объем ширакской свиты включают мзотис, понт и продуктивную толщу. Находка остатков зуба *Dinotherium* К. А. Кудрявцевым и К. А. Ализаде определяет нижнюю часть верхней половины ширакской свиты как отложения, относимые по возрасту к понту. По А. В. Мамедову, в крайней северной части ширакская толща представлена конгломератами с прослоями глин, суглинков и грубозернистых песчаников, в центральной части — чередованием глин и песчаников и в южной — преимущественно глинами, средняя часть которой по возрасту соответствует понту.

Выходы понтических отложений характерны и для отдельных структур мегантиклинория Малого Кавказа. По Э. Ш. Шихалибеги (1964₂), в пределах Сарыбабинского синклинория (Севано-Карабахская зона) и Кельбаджарской наложенной мульды (Мисхано-Кафанская зона) понту соответствует комплекс вулканогенных образований, распространенных в верховьях рек Тертер, Тутхун и Акера, названный басаркечарской свитой. Она состоит из покровов андезитов, дацитов,

липаритов, липарито-дацитов, а также их туфов и туфобрекчий, мощность которых колеблется от 10 до 300 м. Отложения басаркечарской свиты слабо дислоцированы и залегают несогласно на отложениях среднего эоцена.

В пределах Гочазского синклинория в низовьях рек Базарчай и Акера В. Е. Хайным и Л. Н. Леонтьевым выделена ходжаханская свита, соответствующая по возрасту понту. Она состоит из светло-серых и сиреневатых туфобрекчий, грубых песчаников, глыбовых конгломератов, глинистых песчаников и серовато-красных глин мощностью 170—210 м.

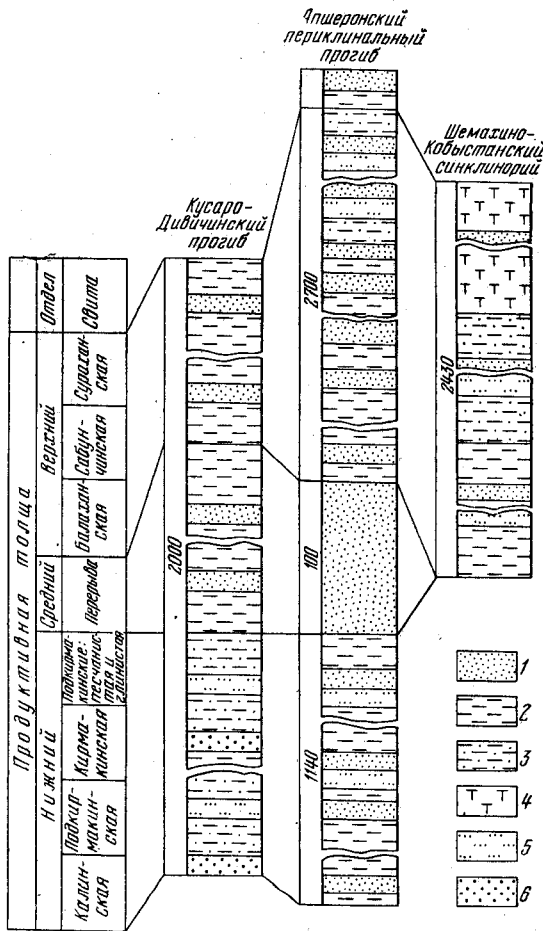


Рис. 25. Сопоставление сводных разрезов продуктивной толщи

1 — пески, песчаники; 2 — глины; 3 — глины песчанистые; 4 — глины известковистые; 5 — алевриты; 6 — гравелиты

Продуктивная толща (балаханский ярус). В разрезе плиоценовых отложений Азербайджана продуктивная толща (рис. 25) резко отличается от других частей разреза плиоцена литофациальным характером, мощностью, отсутствием морской фауны и, самое главное, весьма богатой нефтеносностью. Г. В. Абих продуктивную толщу Апшеронского полуострова относил к миоцену. Впоследствии Л. Ф. Бацевич, С. Симонович, Н. И. Сорокин, Г. Шегрен нефтесодержащие отложения Апшеронского полуострова отнесли к олигоцену. Стратиграфическое положение продуктивной толщи, называемой также «пресноводными слоями», «немой толщей», «балаханским ярусом», определялось работами Д. В. Голубятникова, Н. И. Андрусова, И. М. Губкина, М. В. Абрамовича, Н. И. Ушейкина.

Общее строение продуктивной толщи было объектом изучения А. Д. Султанова (1949), И. И. Потапова (1954), И. С. Мустафаева (1949), В. А. Горина (1939), А. Л. Пугкарадзе (1958) и др. До сих пор в основном употребляется расчленение продуктивной толщи, предложенное Н. И. Ушейкиным (1916 г.) и М. В. Абрамовичем (1921 г.), однако оно нуждается в коренном пересмотре. Исследователи придерживаются либо трехчленного, либо двухчленного деления с выделением отдельных свит.

В северо-западной части Кусаро-Дивичинского прогиба продуктивная толща представлена глинисто-песчаной фацией, сильно обогащен-

ной прослоями галечников и конгломератов. Это грубослоистые, плохо отсортированные галечники довольно однообразного характера; величина галек от 2 до 50 см, местами встречаются и валуны. По петрографическому составу преобладают песчаники, затем идут гальки известняков шахдагского типа, мергели, глинистые сланцы и изверженные породы; цемент незначительный. Западнее и северо-западнее галечники превалируют над всеми остальными породами. В самых верхах встречен прослой вулканического пепла. Нижняя часть продуктивной толщи трансгрессивно с угловым несогласием лежит на сармате. У с. Тагирджал галечники продуктивной толщи наклонены под углом 10°. И. Ф. Пустовалов (1936) отмечает в них редкие находки пелеципод и гастропод.

К юго-востоку от Кубинской зоны продуктивная толща, участвуя в строении Ялама-Худатского и Имамкуликендского антиклинальных поясов, постепенно переходит в Кайнараджа-Кызылбурунский, Афурджа-Бешбармакский и Советабадский антиклинальные пояса. Кызылбурунский тип в свое время был подразделен на три отдела. Нижний отдел представлен серыми песчанистыми глинами, буровато-серыми мощными пластами алевролитов и гравелитов. В нижнем отделе встречены фораминиферы и остракоды. В числе последних встречаются *Xestoleberis lutrae* Schn., *Cythere praebacua* Liv., *Loxosoncha alata* Schn. и др. Средний отдел представлен в основном глинами и частично песками и песчаниками. Глины серые и буровато-серые. Окраска разреза среднего отдела красно-бурая. В среднем отделе палеонтологические остатки не встречены. Наконец, верхний отдел продуктивной толщи, также представленный глинисто-песчаной литофацией с желтовато-бурым оттенком, отличается тем, что процент песчаников несколько увеличивается (30%). В верхнем отделе Д. М. Халиловым (1941) в образцах из разреза по р. Гильгильчай обнаружены переоотложенные фораминиферы. Однако некоторые из них, по его мнению, могут находиться в коренном залегании: *Nonion granosa* (Orb.), *N. ex gr. depressula* (Walk et Jac.) и др., а из остракод — единичные представители *Loxosoncha eichwaldi* Liv. Общая мощность продуктивной толщи в указанных районах колеблется в пределах 1700—1850 м, доходя до 2000 м.

Кызылбурунская фация продуктивной толщи на юго-востоке переходит в апшеронскую. В зоне Кусаро-Дивичинского прогиба контакт продуктивной толщи с подстилающими отложениями носит различный характер, причем с северо-востока на юго-запад углы залегания увеличиваются от 10 до 40°. Определенные трудности вызывает параллелизация кусаро-дивичинского комплекса с таковым Апшеронского полуострова. Считается, что продуктивная толща первой области, вероятно, соответствует лишь верхней половине разреза продуктивной толщи Апшеронского полуострова.

Отложения среднего плиоцена, выраженные продуктивной толщей, широко распространены на Апшеронском полуострове. Продуктивная толща помимо распространения на суше в последние годы выявлена на морских площадях Апшеронского архипелага. Первые детальные исследования продуктивной толщи на Апшеронском полуострове проведены Д. В. Голубятниковым, И. М. Губкиным, М. В. Абрамовичем, Н. И. Ушейкиным. Продуктивная толща полуострова изучена различными методами — литофациальным, петрографическим, микрофаунистическим, промыслово-геофизическим. В последние годы изучению продуктивной толщи и подразделению ее по ритмичности осадконакопления посвящены исследования И. И. Потапова, А. Д. Султанова и др. Мощность продуктивной толщи резко уменьшается в северной и севе-

ро-западных частях полуострова (500—700 м Фатмай, Новханы и др.), составляя от 3000 до 5000 м (о. Песчаный, Зыря и др.) в юго-восточной части.

Для Апшеронского полуострова в восходящей последовательности схема расчленения продуктивной толщи представляется в следующем виде: калинская свита (КаС); подкирмакинская свита (ПК); кирмакинская свита (КС); надкирмакинская песчаная свита (НКП); надкирмакинская глинистая свита (НКГ); песчаная свита («свита перерыва»); балаханская свита; сабунчинская свита; сураханская свита.

Калинская свита, впервые установленная В. А. Гориным (1939), распространена в южной и юго-восточной частях Апшеронского полуострова. Разрез, вскрытый буровыми скважинами, известен на восточных крыльях Сураханского, Зыхского и Карачухурского поднятий. Участвует она также в строении Калинской брахиантиклинали и брахиантиклиналей островов Артема, Жилого и Нефтяные Камни. Как видно, осадки ее заполняют структуры наиболее погруженных участков Апшеронского полуострова и Апшеронского архипелага. Представлена калинская свита серыми песчанистыми глинами, мощными пластами песков и алевролитов. В наиболее полных разрезах по распределению песчаных и алевролитовых прослоев на некоторых площадях (Гоусаны, Карачухур) выделяют три подсвиты. Мощность свиты, по данным А. А. Ализаде, Г. А. Ахмедова и др. (1966), колеблется от 0 до 430 м. В калинской свите обильно представлены остракодовая фауна и переотложенные фораминиферы *Paracypris liventalina* Schn., *Cythere (Leptocythere) camellii* Liv. и др. Калинская свита составляет продолжение понта.

Подкирмакинская свита занимает площадь большую, чем калинская, распространяясь в центральной части Апшеронского полуострова. К западу она постепенно выклинивается. Литофациально подкирмакинская свита сравнительно постоянна. Она сложена мелко- и среднезернистыми песчанистыми с включениями угловатой гальки и кварцевыми песками. Местами (Бинагады, Балаханы) в составе подкирмакинской свиты участвуют серые песчанистые глины. В промысловых условиях подкирмакинскую свиту также делят на ряд горизонтов. Мощность свиты 130 м.

Отложения *кирмакинской свиты* занимают весь Апшеронский полуостров, выклиниваясь лишь в его юго-западной части. Кирмакинская свита представлена тонким чередованием песчаных и глинистых пород. Исследователи отмечают шесть ритмов, состоящих из разнозернистых песков и глин. В отложениях кирмакинской свиты встречены *Cythere cellulla* Liv., *C. praebaciana* Liv., *Loxosconcha djafaroffi* Schn., *Rotalia beccarii* (Linne) и др. Максимальная мощность свиты 300 м.

Породы *надкирмакинской песчаной и надкирмакинской глинистой свит* на Апшеронском полуострове получили широкое площадное развитие. Литофациально они представлены серыми разнозернистыми песками с включениями небольших размеров галек кремнистых пород и пирита, серыми, буровато-серыми известковистыми глинами с тонкими прослойками серых, буровато-серых уплотненных песков и алевролитов. В первой из свит преобладающим компонентом является песчаный материал, тогда как во второй преобладают глины. Максимальная мощность этих свит доходит до 280 м. В них обнаружена следующая остракодовая фауна: *Cythere olivina* Liv., *C. cellulla* Liv., *C. torosa littoralis* Brady., *Hemicythere pontica* Liv., *Cytheridea torosa littoralis* Brady. и др.

Породы среднего отдела распространены на Апшеронском полуострове в виде полосы шириной до 20 км (Потапов, 1947), меридионально пересекающей его и глубокоэродированной. Эта полоса расширяется с севера на юг.

Свита «перерыва» сложена мощной толщей средне- и крупнозернистых песков, желтовато-серых, красновато-желтых тонов. Нередки прослойки грубозернистых песков и песчаников с включением «катунов» глин. Средний отдел по составу пород ближе к верхнему. В отдельных районах (Кирмакинская долина) в подошве среднего отдела отмечается мощный пласт конгломерата, в котором найдена меловая и третичная фауна, свидетельствующая о том, что в формировании среднего отдела сыграл немалую роль размыв меловых и третичных отложений. Мощность среднего отдела доходит до 100 м. Средний отдел залегает на надкирмакинской глинистой свите трансгрессивно. Фауна представлена переотложенными пелециподами и редкими *Cytheridea torosa littoralis* В г а d y.

Породы *балаханской свиты*, пользующиеся широким распространением на Апшеронском полуострове, составляют продолжение среднего отдела. Балаханская свита представлена песчано-глинистой фацией, причем песчанистая литофация преобладает над глинистой. В разрезах балаханской свиты песчанистость достигает своего максимума в центральной части полуострова, в юго-западном направлении она уменьшается и пески замещаются глинистыми породами. Мощность балаханской свиты, по последним данным, колеблется от 400 до 850 м (о. Песчаный). Из органических остатков встречается лишь *Cytheridea torosa littoralis* В г а d y.

Сабунчинская свита, представленная переслаиванием песчано-глинистых пород, также пользуется широким распространением на Апшеронском полуострове. Мощность свиты колеблется от 300 до 350 м в центральной части полуострова, увеличиваясь в южном направлении (500 м).

Сураханской свитой завершается разрез продуктивной толщи. Она выражена темно-серыми песчанистыми глинами и тонкозернистыми песками и алевролитами. Глинистость увеличивается в юго-западном направлении. Мощность свиты изменчива — от 350 до 1350 м (А. А. Ализаде и др., 1966). Всюду на Апшеронском полуострове продуктивная толща трансгрессивно со скрытым несогласием перекрыта глинисто-песчанистыми породами акчагыльского яруса.

В пределах акватории Бакинского архипелага породы продуктивной толщи нигде над поверхностью воды не выступают. Разрезы этой толщи здесь изучены по данным скважин картировочного бурения, по данным бурения структурно-поисковых скважин на о-вах Дуванный, Свиной (на морских основаниях, на структурах Свиной, Хамамдаг, банка Головачева, Камень Персиянин и Погорелая Плита).

Наиболее полный разрез осадков продуктивной толщи изучен в районе о-ва Свиной, который по литологическим признакам А. Л. Путкардазе подразделяется на следующие пачки:

Песчаный горизонт, выраженный серыми среднезернистыми хорошо отсортированными песками; мощность около 15 м.

Второй песчано-глинистый горизонт, сложенный чередованием бурых и серых плотных песчаных глин с частыми прослоями серого песка и песчаника; нормальная мощность 171 м.

Вторая глинистая пачка, литологически представленная бурными плотными сильнопесчанистыми глинами с редкими прослоями серых глин и тонкими прослоями песков и песчаников; мощность 126 м.

Песчано-глинистый горизонт сложен чередованием серых и бурых плотных песчанистых глин с частыми прослоями серых мелко- и среднезернистых песков; нормальная мощность 142 м.

Глинистая пачка, выраженная серыми плотными песчанистыми глинами с тонкими прослоями песка и песчаника; мощность 170 м.

Общая мощность разреза 624 м.

В пределах Шемахино-Кобыстанского синклинория породы продуктивной толщи распространены широко и были объектом изучения А. Г. Алиева (1949), А. Л. Путкардзе (1940), А. Д. Султанова (1949) и др. В этой области продуктивная толща широко развита в Джейранкечмесской депрессии, Алято-Ленгезбизской зоне и представлена в глинисто-песчаной литофации, причем песчанистость постепенно увеличивается с севера на юг. Породы плохо отсортированы. Местами преобладают глинистые алевролиты и пески, а окраска приобретает бурые тона. Особенностью разрезов продуктивной толщи Шемахино-Кобыстанского синклинория является и то, что в разрезах отсутствуют глинистые пачки значительной мощности. Свообразие литологического состава продуктивной толщи Шемахино-Кобыстанского синклинория затрудняет полную параллелизацию ее с таковой Апшеронского полуострова. Подразделение на пять свит продуктивной толщи Кобыстана было предложено В. П. Батуриным (1931) и А. Г. Алиевым (1941). Г. А. Ахмедов (1948) схему деления продуктивной толщи Кобыстана распространил и на прилегающую часть Апшеронского полуострова.

Солахайская свита вскрыта бурением на крыльях Солахайской антиклинали в районе структур Дуванный, Айрантекян и Дашгил. Литологически она представлена серыми, редко бурыми глинами с прослоями алевролитов, песков и песчаников и трансгрессивно налегает на отложения понта; мощность 500—550 м.

Солахайская свита согласно перекрывается отложениями *дуваннинской свиты*. Последняя была вскрыта на структурах Солахай, Айрантекян, Дашгил, Котурдаг и Уталгы. Литологически она представлена песчаниками и алевролитами; мощность 225—275 м.

Глинистая свита отличается от предыдущей свиты увеличенным содержанием глинистого материала. Мощность колеблется в пределах 150—170 м.

Ниже по разрезу выделяется *миаджикская свита*, представленная песками, песчаниками, песчанистыми глинами и алевролитами (420—430 м).

В отличие от описанных выше свит *глинисто-песчанистая свита* обнажается в юго-восточном Кобыстане. Сложена она серыми известковыми глинами, редко песчанистыми, с тонкими прослоями мелкозернистых песков и песчаников мощностью 170—180 м.

Песчано-глинистая свита состоит из чередования известковистых глин с мощными прослоями песков и песчаников. Мощность ее довольно непостоянная и изменяется в пределах 550—700 м.

Осадки *грубообломочной свиты* распространены лишь в северной краевой полосе развития продуктивной толщи. Они здесь выражены донгуздыкским типом осадков продуктивной толщи.

В. В. Вебером *донгуздыкская серия* подразделяется на два отдела. Нижний отдел литологически представлен чередованием бурых, серых неслоистых известковистых песчанистых глин, желтовато-бурых суглинков с прослоями песчаников, содержащих мелкую галечку. В низах донгуздыкской серии появляются гальки и пласты щебневидного конгломерата.

Верхний отдел донгуздыкской серии выражен чередованием бурых суглинков и щебневидных конгломератов, называемых конгломерато-

брекчиями. Конгломераты состоят из брекчиевидных доломитов миоцена со *Spirialis*, реже мергелей и песчаников. Для верхнего отдела характерно наличие прожилков гипса. К востоку щебневидные конгломераты замещаются линзообразными пакетами галечников, а также грубозернистым песком и песчаником. В составе гальки встречаются мезозойские, миоценовые и плиоценовые известняки с остатками фауны. К югу от основной полосы развития донгуздыкской серии нижний отдел постепенно переходит в кобыстанскую фацию, а верхний теряет основные признаки, присущие ей.

В Восточном Кобыстане донгуздыкские фации сокращаются в мощности и сохраняются лишь местами. Мощность донгуздыкской серии в местах ее типичного развития достигает 200—400 м.

В междуречье Ахсу и Пирсаатчая отложения продуктивной толщи принимают участие в строении Ленгезиз-Гюрджаванской моноклинали и по литологическим особенностям подразделяются на три свиты: каранаурскую, ленгезизскую и каламадынскую.

Каранаурская свита мощностью 558 м литологически представлена красно-бурыми, бурыми глинами с маломощными прослойками мелкозернистых песчаников и микроконгломератов. Ленгезизская свита представлена мощной пачкой бурых, серо-бурых неслоистых глин и бурых, серо-бурых разномзернистых песчаников. Для этой свиты характерно отсутствие загипсованных пород; мощность 573 м. Каламадынская свита, обнаженная часть которой имеет мощность 547 м, по литологическим признакам повторяет предыдущую ленгезизскую, но в ней преобладающую роль играют глинистые породы.

К западу от указанных выше пунктов отложения продуктивной толщи выступают на дневную поверхность в центральной части Камыкаинской антиклинальной складки, где они в нижней части представлены чередованием пластов конгломератов, разномзернистых песчаников и глин; мощность 150 м.

Верхняя часть разреза выражена в основном плохо отмученными, светло-бурыми песчанистыми глинами с прослойками разномзернистых глинистых песков мощностью 220 м. Западнее, на левом берегу р. Алазани, продуктивная толща, составляя среднюю часть так называемой ширакской толщи, литологически почти не отличима от таковой камыкаинской свиты; мощность 600—700 м.

В Куринской депрессии осадки продуктивной толщи отличаются от таковых Кобыстана лучшей сортированностью осадков, уменьшением содержания псаммитового и пелитового материалов, т. е. увеличением процента алевролитов. По данным А. А. Ализаде и др. (1966) и А. Ш. Шихлинского (1967), мощность вскрытой части продуктивной толщи здесь составляет 2500—2800 м. Сопоставление их с сопредельными районами Апшеронского полуострова и Шемахино-Кобыстанской зоны дает основание предполагать, что вскрытая мощность продуктивной толщи в Нижне-Куринской низменности соответствует среднему и верхнему отделам. Литологически толща представлена неравномерным чередованием мощных пластов бурых и серых глин с песками, алевролитами, алевролитами. Из органических остатков встречены лишь представители родов *Planorbis* и *Helix*.

Акчагыльский ярус. Отложения акчагыльского яруса распространены на территории Азербайджана гораздо шире, чем отложения понтического яруса и продуктивной толщи. Истинное стратиграфическое положение акчагыльского яруса, как известно, установлено после посещения Н. И. Андрусовым (1902) Шемахинского района и находок фауны П. Е. Воларовичем в Бинагдах. Отложения акчагыльского возраста занимают всю Куринскую депрессию, участвуя в строе-

нии структур, расположенных на территории последней. Они также слагают многочисленные структуры Шемахино-Кобьстанского синклинория, Апшеронского полуострова, Кусаро-Дивичинского прогиба и предгорьев Горного Талыша. Западная граница распространения акчагыльских отложений уходит в пределы Восточной Грузии.

По литофациальной характеристике акчагыльские отложения, будучи представлены в глинисто-песчаной и известковой фациях с про-

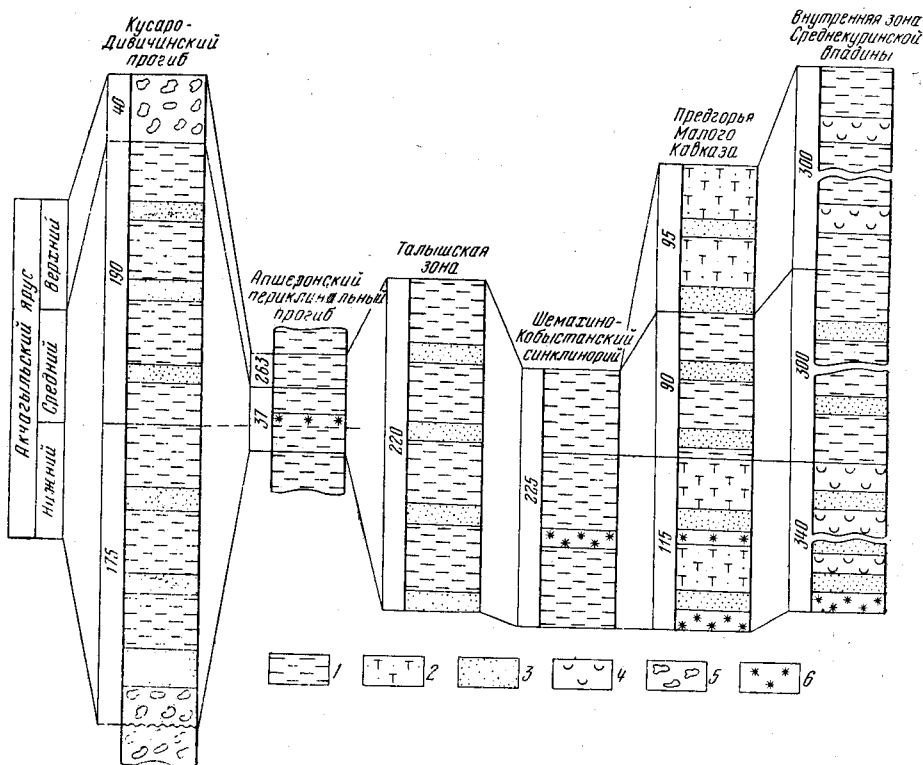


Рис. 26. Сопоставление сводных разрезов акчагыльского яруса
1 — глины; 2 — глины известковистые; 3 — пески, песчаники; 4 — ракушечник; 5 — конгломераты; 6 — вулканические пеплы

слоями вулканических пеплов и конгломератов, приурочены к следующим крупным тектоническим зонам (рис. 26).

В Кусаро-Дивичинском прогибе отложения акчагыльского возраста прослеживаются широкой полосой от северо-западных границ Азербайджана до Апшеронского полуострова. Повсюду здесь отложения акчагыльского яруса несогласно залегают на породах продуктивной толщи и перекрываются апшеронским ярусом. По данным Б. П. Ясенева и А. А. Ализаде (1936), акчагыльский ярус представлен в Дивичинском районе темно-серыми, серовато-бурыми глинами с прослоями вулканического пепла, характеризующаясь непостоянством и изменчивостью литологического состава.

Значительно северо-западнее, в Кусарском районе, К. А. Ализаде и А. К. Бабаевым приводится разрез акчагыльского комплекса отложений по юго-западному склону горы Большой Сувал.

Нижний подъярус акчагыла, непосредственно залегающий с перерывом и угловым несогласием на галечниках продуктивной толщи, состоит внизу из пачки песчаников, галечника и конгломерата, выше пе-

реходящих в довольно мощную глинисто-песчаную толщу. По наличию *Maetra subcaspia* (Andrus.), *M. karabugasica* (Andrus.) К. А. Ализаде и А. К. Бабаев сочли возможным всю описанную выше 175-метровую серию пород выделить в нижний подъярус акчагыла.

Средний подъярус сложен переслаиванием серых среднезернистых песчаников и серых тонколистватых глин, содержащих *Maetra inostrancevi* (Andrus.), *M. subcaspia* (Andrus.), *M. karabugasica* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus. и др.; мощность 190 м.

Верхний подъярус сложен конгломератами и галечниково-гравийными отложениями. Ввиду отсутствия характерной акчагыльской фауны не исключена возможность принадлежности этой 40-метровой толщи к апшерону. Южнее и юго-восточнее Кусарского района в разрезе преобладает грубообломочный материал — гравелиты, конгломераты, что обуславливает непостоянство мощности (350—850 м). Судя по фауне, акчагыл представлен тремя подъярусами. Нижний подъярус — в глинистой фации с типичной фауной *Cardium dombra* Andrus., *Maetra subcaspia* (Andrus.). Средний подъярус — темно-серыми, серыми, синеватыми глинами, песками, детритусовыми известняками с прослоями вулканического пепла, характеризующимися обильной фауной *Maetra nikitini* (Andrus.), *M. radiiferum* (Andrus.), *M. inostrancevi* (Andrus.), *M. acuteccarinata* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus. Верхний подъярус выражен в глинистой фации и венчается пластом черной некарбонатной глины мощностью 2,5 м с редкой и несколько угнетенной фауной *Dreissena eichwaldi* (Issel), *Cardium dombra* Andrus., *Maetra subcaspia* (Andrus.), *Neritina* sp. *Clessiniola* sp.

Следует отметить некоторое сходство литологического состава верхов акчагыльских отложений с таковыми апшеронского яруса. Южнее мощность акчагыла возрастает, достигая 850 м.

Акчагыльские отложения на Апшеронском периклинальном прогибе занимают значительную площадь, участвуя в строении почти всех структур Западного и Восточного Апшерона как на суше, так и на море. Они служили объектом изучения Д. В. Голубятникова (1914), К. А. Ализаде (1954), А. А. Ализаде (1965) и др. На Апшеронском полуострове акчагыл выражен полностью в глинистой фации. Наиболее полные разрезы обнажаются в Ясамальской долине, на Биби-Эйбате и вскрыты на Бакинском и Апшеронском архипелагах и островах. Представлен он сланцеватыми темно-серыми глинами и мергелями с многочисленными прослоями вулканического пепла. Разрез акчагыла венчается черными некарбонатными глинами. Фаунистически акчагыл беден и содержит редкие остатки *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), большое количество остракод *Candona convexa* Liv., *C. abichi* Liv. и др. Общая мощность колеблется от 30 до 100 м. Литофацциально несколько отличный разрез наблюдается к северо-северо-востоку от Гездского плато, где разрез представлен в нижней и верхней частях глинами, а в средней известняками с фауной: *Avicardium radiiferum* (Andrus.), *A. nikitini* (Andrus.).

Наиболее типичным для Апшеронского полуострова является разрез в средней части Ясамальской долины. Нижний и средний подъярусы акчагыла, с угловым несогласием подстилаемые продуктивной толщей, литологически представлены переслаиванием темно-серых глин с многочисленными прослоями белого вулканического пепла. Отсюда определена следующая ассоциация фауны: *Cardium dombra* Andrus., *Maetra subcaspia* (Andrus.), *M. venjukovi* (Andrus.), *M. karabugasica* (Andrus.); мощность 37 м. Верхний подъярус акчагыла мощностью 21,3 м состоит из черных с жирным блеском известковистых

глин. Здесь акчагыльский ярус согласно перекрывается глинами апшеронского яруса.

Акчагыльские отложения широко развиты в пределах Шемахино-Кобыстанской зоны и прежде всего в пределах Сюнди-Маразинской и Джейранкечмеской тектонических депрессий. Они представлены серыми тонколистоватыми глинами бурых и желто-бурых оттенков и прослоями песков и вулканических пеплов. Ввиду скудности палеонтологических остатков акчагыл по литологии условно подразделяется на отдельные горизонты и представлен глинами с прослоями песка и песчаника, местами сопочной брекчии и вулканического пепла. Здесь встречается следующая характерная фауна: *Cardium dombra* Andrus., *C. radiiferum* (Andrus.), *C. nikitini* (Andrus.), *Maetra subcaspia* (Andrus.), *M. inostrancevi* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus. Перекрываются рассматриваемые отложения фаунистически охарактеризованными слоями нижнего апшерона. Залегают же они с резким несогласием, трансгрессивно на более древних отложениях до диатомовой свиты включительно; мощность 10—225 м.

Акчагыльские отложения в Шемахинском районе известны на Маразинском плато, в Мейсаринском и Хыныслинском ущельях, в районе сс. Шорсулу, Керкенч, Геогляр и др. Они участвуют в строении Ленгез-Гюрдживанской гряды, выступая у с. Иланлы и др. Литологически отложения представлены серыми слоистыми глинами с тонкими прослоями песка с характерной фауной. Типичный для данного района разрез акчагыла наблюдается между сс. Нариманкенд и Маразы. Разрез в восходящей последовательности состоит из чередования серовато-бурого глинистого песка с прослоями известняка-ракушечника с *Cardium dombra* Andrus., *Maetra karabugasica* (Andrus.). Выше разрез обогащается песчаниками и песчанистыми известняками. Разрез у с. Юхары Екахана выражен также глинисто-песчаной и известковой фациями. В нижней части встречаются *Cardium dombra* Andrus., *Maetra subcaspia* (Andrus.), а в верхней с появлением известняков фауна обогащается *Cardium radiiferum* (Andrus.), *C. nikitini* (Andrus.), *Maetra inostrancevi* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus.

В Сюнди-Маразинской депрессии, по Г. А. Ахмедову, акчагыл представлен в двух фациях. Нижняя часть глинистая, а верхняя — глинисто-песчаная и карбонатная. Здесь акчагыл залегают на размытой поверхности продуктивной толщи и понта. В северной части Сюнди-Маразинской депрессии в подошве наблюдаются довольно мощные (3—5 м) галечники. По В. В. Веберу и Г. А. Ахмедову, в южной части Центрального Кобыстана акчагыльские слои с резким угловым несогласием ложатся на сnivelированную поверхность отложений от мзотиса до понта, независимо от их тектонической формы.

В юго-восточной части Кобыстана акчагыльские отложения принимают участие в строении присводовых и периклинальных частей антиклинальных поднятий. Здесь акчагыл ложится с угловым несогласием на продуктивную толщу.

Ряд исследователей (З. К. Кадырова, Х. М. Шейдаева-Кулиева) на основании микрофаунистического анализа акчагыльские отложения Шемахино-Кобыстанской зоны подразделяет на два подъяруса. З. К. Кадыровой наиболее полный разрез рассматриваемых отложений приводится из горы Овчулу. Нижний подъярус литологически представлен серыми, темно-серыми, буровато-серыми глинами с прослойками вулканического пепла; мощность 113 м. Верхний подъярус акчагыла представлен серыми, темно-серыми плотными слоистыми глинами мощностью 55 м.

Ачкагыльские отложения в пределах Горного Талыша отсутствуют. Они установлены лишь на его северо-восточном обрамлении по керну скважин района сс. Тумарханлы и Новоголовка. Отложения представлены в глинисто-песчаной фации мощностью 200—220 м, и в них Д. М. Халиловым, В. М. Побединой и К. А. Ализаде обнаружены характерная микро- и макрофауна — *Cardium dombra* Andrus., *Mastra subcaspi* (Andrus.), *Clessiniola* — и остракоды.

Ачкагыльские отложения распространены вдоль северо-восточных предгорий Малого Кавказа и уходят в пределы Грузии, приурочиваясь к крыльям антиклинальных складок. Сводный разрез ачкагыла представлен песчано-глинистой фацией с характерной фауной. В этой полосе породы ачкагыльского возраста вскрыты скважиной в Мирбаширском, Агдамском и других районах, где разрезы представлены серыми, темно-серыми глинами с прослоями песчаников, конгломератов и вулканических пеплов (Хаин, Тихомиров и Горшенин, 1950). По данным Э. Ш. Шихалибейли (1964₂), ачкагыльские отложения восточнее г. Агдама вскрыты скважинами в предгорной полосе. Мощность их достигает 230 м и представлены они глинисто-песчаной литофацией. В районе с. Марзили, севернее г. Мартуни, отложения ачкагыла также были вскрыты скважинами. Далее к северо-востоку ачкагыльские отложения обнажаются в долине рек Инджачай, Карачай, Гераньчай и в районе Казанбулага. Классические разрезы ачкагыла, изученные В. А. Сулиным и Б. И. Султановым (1933), К. А. Ализаде (1954) и др., развиты в районе Нафталана, где нижний подъярус его представлен бурыми, серовато-бурыми песчанистыми, слоистыми глинами, серыми среднезернистыми песчаниками, слоистыми глинами с прослоями вулканического пепла, содержащих *Cardium dombra* Andrus., *Mastra subcaspi* (Andrus.). Из остракод З. К. Кадыровой отсюда приводятся *Leptocythere gubkini* (Liv.), *Cyprideis littoralis* (Grady.), *Loxosoncha eichwaldi* Liv., *Eucypris puriformis* Mandelst. и др. Мощность данного подъяруса 115 м.

Средний подъярус ачкагыла литологически выражен серыми среднезернистыми, местами косослоистыми песчаниками, серыми, буровато-серыми, бурыми, зеленовато-бурыми глинами и песками с богатой фауной: *Cardium nikitini* (Andrus.), *C. radiiferum* (Andrus.), *Mastra subcaspi* (Andrus.). Мощность среднего ачкагыла 90 м.

Наконец, верхний подъярус рассматриваемых отложений характеризуется темно-серыми, серыми, серовато-бурыми, желтовато-серыми, местами зеленовато-бурыми слоистыми песчанистыми глинами и темно-серыми средне- и крупнозернистыми плотными песчаниками и песками. Фауна несколько угнетенная (К. А. Ализаде, 1954) и состоит из *Cardium dombra* Andrus., *C. naftalanicum* Alz., *Mastra miserabilis* (Andrus.). Мощность отложений 95 м.

Примерно такой же разрез наблюдается в районе Казанбулага. Западнее ачкагыльские отложения участвуют в строении Алиушагинского поднятия с характерной фауной. В скважине севернее г. Кировобада ачкагыл представлен серыми песками и глинами с характерной фауной. Далее к северо-западу ачкагыльские отложения обнажаются на Даллярской складке у устья р. Дзегамчай и у с. Хатунлы. Сводный разрез ачкагыла в указанных пунктах представлен серыми и буроватыми глинами с характерной микро- и макрофауной. Общая мощность ачкагыла колеблется от нескольких до 300 м. С приближением к предгорьям мощность ачкагыла сокращается до нескольких метров. Породы ачкагыльского возраста встречены и в окрестностях г. Ждановска, где представлены зеленовато-серыми глинами и песчанистыми карбонатными разностями с прослоями песчаников и галечников. По всему

разрезу встречаются прослои мергелей, песчанистых ракушняков и вулканического пепла с *Cardium dombra* Andrus., *Maetra subcaspia* (Andrus.); мощность 250—480 м.

На крайнем юго-востоке отложения акчагыла заливообразно распространяются в пределы Нижне-Араксинской депрессии.

В районе ст. Горадиз акчагыл с базальным конгломератом в основании несогласно залегают на отложениях мела, эоцена и майкопа. Здесь он представлен глинами с прослоями песков, песчаников и вулканического пепла. Мощность отложений акчагыла в районе Дашбуруна достигает 600 м и юго-западнее выклинивается.

Акчагыл в указанной зоне трансгрессивно и несогласно подстилается майкопской серией и перекрывается породами апшеронского и более молодого возраста.

Отложения акчагыльского яруса в пределах Мисхано-Кафанской зоны (Гочасский синклиниорий), именуемые Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным ишихлинской толщей, выражены в вулканогенной фации. Они получили развитие в пределах Карабахского нагорья и в междуречье Акеры и Базарчая и сложены чередованием разнообразных лав, андезитов, андезито-дацитов, дацитов, трахитов, липарито-дацитов, липаритов и др.

Самым крайним пунктом распространения отложений акчагыльского возраста является район ст. Вазиани и Нафтлуги (Куринская депрессия). Западнее этих пунктов акчагыл выражен в континентальной фации. Литологически он представлен конгломератами, галечниками с прослоями песков, песчаников и суглинков. К югу они сменяются морской фацией. Хорошие разрезы имеются в антиклинальных структурах Малого и Большого Палантекяна, Гюрзундага, Кушкуну, Молладага, Мамедтепе, Кейрюкейлана и др.

М. Г. Агабеков и А. В. Мамедов (1960), исходя из литофациальных особенностей и истории развития, делят рассматриваемые отложения на три подъяруса. Нижний подъярус, начинающийся вулканическим пеплом, сложен светло-серыми и бурыми глинистыми ракушечниками с прослоями песчаников, содержащих *Cardium dombra* Andrus., *Maetra subcaspia* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus.; мощность 340 м (Мало-Ширакская степь, район р. Алазани). Средний подъярус акчагыла в подавляющем большинстве случаев характеризуется песчано-глинистыми осадками прибрежно-мелководных и дельтовых зон. К. А. Ализаде (1954) отсюда приводит *Cardium radiiferum* (Andrus.), *C. nikitini* (Andrus.) и мактры. В верхней части этого подъяруса появляются пресноводные отложения с *Planorbis* и *Helix*. Граница между средним и верхним подъярусами проводится по пласту ракушнякового конгломерата. Наибольшая мощность подъяруса 300 м. Верхнеакчагыльский подъярус представлен в основном глинистыми породами с редкими прослоями песчанистого ракушняка. Здесь обнаружена характерная акчагыльская фауна: *Cardium dombra* Andrus., *Maetra subcaspia* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus. Наибольшие мощности (до 300 м) фиксируются в пределах Аджиноурского прогиба.

К северу от р. Иори слои акчагыла трансгрессивно залегают на ширакской толще, а к югу, в районе междуречья Куры и Иори, с угловым несогласием ложатся непосредственно на горизонты сарматского яруса.

Юго-западнее рассмотренного выше района акчагыл развит в Аджиноурском районе, где в распространении его осадков различаются две полосы, одна из которых прослеживается в юго-западной части

района, другая же участвует в строении южного склона Нарыджинского хребта.

Литологически отложения акчагыльского яруса юго-западной полосы выражены ракушняковыми известняками, серыми глинами, желтыми песчаниками и песками, выше переходящими в чередование желтых рыхлых песков и серых глин. Отсюда К. А. Ализаде (1954) приводятся *Cardium dombra* Andrus., *C. nikitini* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus. и др. Прослеживаясь на восток, эти отложения слагают подножие южного склона Камыкаинского хребта, где они представлены серыми и бурыми тонко-слоистыми глинами с мощными прослоями мелкогалечного конгломерата, содержащими *Cardium dombra* Andrus., *C. nikitini* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasia* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus. и др.; мощность 1200 м.

Южнее наиболее характерный разрез акчагыльского яруса описывается К. А. Ализаде (1954) на хребте Боздаг, где он подразделен на три горизонта.

Нижний горизонт выражен мощными песчаниками, конгломератами, переслаивающимися с серо-бурими глинами. Средний горизонт представлен чередованием серо-бурых глин с редкими тонкими прослоями песков и вулканического пепла. Верхний сложен бурыми и серыми глинами с песками и песчаниками, в основании которого залегают известняки-ракушечники. В последних обнаружены: *Cardium dombra* Andrus., *C. kamischense* Usp., *C. gubkini* Alz., *C. dahestanicum* Usp., *C. orbis* Usp., *C. solutum* Usp., *C. hosmenslicum* Usp., *C. carinatum* Alz., *C. mingetschauricum* Alz., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. inostranzevi* (Andrus.) и др.

Апшеронский ярус. Отложения апшеронского яруса, пользующиеся широким распространением в Азербайджане, выражены как в морской, так и в континентальной фациях. Со времени наименования их Я. Шегреном «апшеронскими» в 1891 г. они изучались Н. И. Андрусовым, Д. В. Голубятниковым, И. М. Губкиным, В. В. Вебером, В. Е. Руженцевым, В. В. Богачевым, К. А. Ализаде, К. М. Султановым, А. Г. Алиевым, Ш. Ф. Мехтиевым, Е. А. Клуптом и др.

По сравнению с акчагыльским бассейном Апшеронское море занимает гораздо меньшую площадь, но его осадки распространены в пределах тех же структурных зон, что и акчагыльские отложения (рис. 27).

В пределах Кусаро-Дивичинского прогиба апшеронские отложения представлены неполно и фаунистически охарактеризованы бедно. Распространены они от р. Атачай на юго-востоке до р. Самур на севере. Апшеронские отложения изучались здесь П. Е. Воляровичем (1909), В. П. Батуриным (1931), Б. П. Ясеныным и А. А. Ализаде (1936), И. Ф. Пустоваловым (1936), К. М. Султановым (1964) и др.

И. Ф. Пустовалов, детально исследовавший Прикаспийско-Кубинский район, различает в распространении апшеронских отложений два типа: юго-восточный — глинисто-песчанистый и северо-западный — прибрежно-мелководно-континентальный. Первый тип развит в междуречье Гильгильча и Чагаджукчая, второй тип — на северо-западе. По литофациям апшеронские отложения Прикаспийско-Кубинской зоны напоминают фации Апшеронского полуострова, а мелководно-прибрежная фауна несколько сходна с таковой Шемахинского района. Детальное изучение фауны апшеронских отложений Прикаспийско-Кубинской зоны позволило подразделить их на три подъяруса.

Нижний подъярус юго-восточного типа хорошо обнажен недалеко от с. Кюпчал и представлен серыми, синевато-серыми песчанистыми глинами с прослоями песков. В них встречаются *Dreissena distincta*

(Andrus.), *Dr. eichwaldi* (Andrus.), *Planorbis* sp.; мощность 40—50 м. Отложения среднего подъяруса в восточном направлении уходят под древнекаспийские осадки и сложены серыми, бурыми песчанистыми глинами с прослоями песков и ракушняков с типичной для данного подъяруса фауной: *Pseudocatillus catilloides* (Andrus.), *Didacnomya caucasica* (Andrus.), *Apscheronia* (*Parapscheronia*) *calvescens* Andrus. и др. Верхнеапшеронские отложения юго-восточного типа полностью не могли быть охарактеризованы, хотя К. М. Султанов (1964) приводит разрез верхнего подъяруса апшерона, представленного темно-серыми глинами с прослоями песков, песчаников, ракушняков, а также мощных пластов конгломератов и галечников; мощность более 30 м. Приведенный К. М. Султановым комплекс фауны следующий: *Apscherinia propinqua* (Eichw.), *Dreissena distincta* (Andrus.), *Hircania intermedia* (Eichw.), *Monodacna* и др. Анализ литофации верхов верхнего подъяруса показывает, что осадконакопление происходило в континентальных условиях, тогда как нижняя часть верхнего апшерона отлагалась в условиях нормального солоноватоводного бассейна.

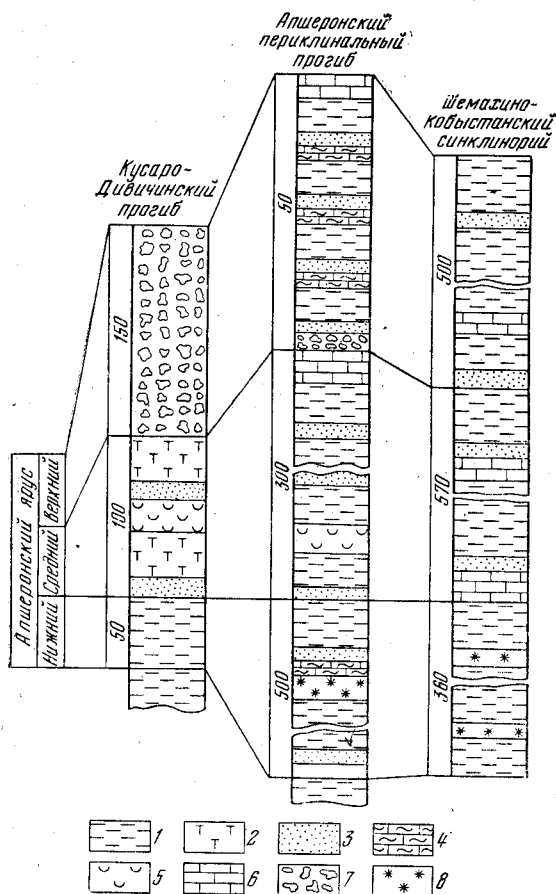


Рис. 27. Сопоставление сводных разрезов апшеронского яруса

1 — глины; 2 — глины известковистые; 3 — песчаники; 4 — мергели; 5 — ракушечники; 6 — известняки; 7 — конгломераты; 8 — вулканические пеплы

К северо-западу от р. Вельвеличай состав апшеронских отложений претерпевает заметную изменчивость и в них начинают играть значительную роль пески, песчаники и известняки. Такая перемена заметна уже в долине р. Кудиялчай. Нижний подъярус представлен в глинистой фации с бедной фауной: *Dreissena distincta* (Andrus.), *Dr. polymorpha* (Pall.), *Planorbis* sp. и др.; мощность 40—50 м. В северо-западном направлении осадки приобретают континентальный характер. Средний апшерон в Кубинском районе литологически представлен песчанистыми глинами, песками и ракушняками. Особенностью этой части апшерона является то, что здесь появляются пачки галечников и конгломератов с бедной, но характерной фауной. В разрезе встречены *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Ap.* (*Parapscheronia*) *volarovici* (Andrus.), *Hircania intermedia* (Eichw.) и др. Мощность более 100 м. Верхний апшерон к западу от Кубинского района, в Кусарском районе, в основном выражен в галечниковой фации (мощность более 150 м), которая И. Ф. Пустоваловым (1936) была

выделена в кусарскую свиту. До последних лет возраст этой свиты, состоящей из мощной толщи галечников и конгломератов, оставался спорным. Петрографическая характеристика этой свиты дана в работе А. Г. Алиева и Д. А. Даидбековой (1955). На основании палеонтологического материала К. М. Султанов (1964) относит кусарскую свиту к верхнему апшерону, тогда как другие исследователи относили ее к среднему. Говоря о генезисе кусарской свиты, И. Ф. Пустовалов (1936) считал ее продуктом отложения из водных потоков, выходящих из высокогорных районов на Кусарскую равнину. В процессе седиментации происходила сортировка терригенного материала. Крупнообломочный материал отлагался в предгорьях, а мелкозернистые разности переносились в более восточные районы.

Апшеронские отложения, участвуя в строении водораздельных гребней, залегают согласно на фаунистически охарактеризованном акчагыле и перекрываются чехлом четвертичных отложений. Мощность на юго-востоке достигает 1000 м. Апшеронские отложения в пределах Кусаро-Дивичинского синклинория без углового несогласия подстилаются фаунистически охарактеризованными акчагыльскими отложениями.

Апшеронские отложения повсеместно распространены на Апшеронском полуострове. Они участвуют в строении многих складок и играют большую роль в формировании рельефа полуострова, образуя обрывы, высокие гребни, плато и т. п. Типичные и полные разрезы апшерона обнажаются в Ясамальской долине, Байловских обрывах и во многих пунктах восточной части полуострова.

Литофациально апшеронский ярус испытывает заметную изменчивость как по вертикали, так и по горизонтали. Особенно заметно изменение фации на юго-запад от Апшеронского полуострова. Мощные известняки полуострова постепенно сменяются глинисто-песчаной фацией.

Апшеронский ярус в свое время Д. В. Голубятниковым был подразделен на три отдела и шесть свит. Впоследствии эти отложения К. М. Султановым (1964) были подразделены на три подъяруса.

Нижний подъярус апшерона, лежащий без заметного углового несогласия на акчагыльских отложениях, на полуострове представлен темно-серыми глинами с прослоями песков, мергелей и вулканического пепла. Лишь местами присутствуют линзы детритусовых известняков. Для этой части разреза характерны в основном *Dreissena golubiatnikovi* (Ruzh.), *Dr. distincta* (Andrus.), *Clessiniola subvariabilis* (Andrus.), *Limnaea (Radix) lessonae* Andrus. По содержанию в них в большом количестве *Limnaea* эти слои получили от Д. В. Голубятникова название «глины с *Limnaea*». Мощность нижнего апшерона изменяется от 80—90 м в Ясамальской долине до 500 м в Бильгя. Разрезы с таким литологическим составом известны в Ясамальской долине, на мысе Султан в районе сс. Бина, Бильгя и др.

На территории Апшеронского полуострова средний подъярус апшерона также широко распространен. Литофациально средний апшерон от нижнего отличается появлением в разрезе песчанистых глин, известковистых песков и песчаников, детритусовых и раковинных известняков. Сравнительно редки пропластки вулканического пепла и мергеля. Несмотря на такую изменчивость литофациального состава среднего апшерона, между ним и нижним апшероном несогласия не фиксируются. Полные разрезы среднего апшерона наблюдаются на Биби-Эйбате, в Ясамальской долине, Сабунчах, Хурдалане, на горе

Отман-Боздаг и в других пунктах. В этом отношении особенно выделяется разрез в Биби-Эйбатском обрыве, который в восходящей последовательности представлен темно-серыми глинами, чередованием глин и песков, замещающихся ракушечниками. Выше в разрезе кроме указанных пород появляются мощные песчанистые органогенные известняки с характерной фауной: *Dreissena isseli* (Andrus.), *Dr. carinatocurvata* (Sinz.), *Apscheronia eurydesma* (Andrus.), *A. calvescens* Andrus., *A. (Parapscheronia) raricostata* (Sjoegr.), *Hyrkania hyrcana* (Andrus.), *Monodacna laevigata* Andrus., *M. sjoegreni* Andrus. Мощность среднего апшерона колеблется от 170 до 300 м.

И. И. Потапов (1954) по литологическому составу средний апшерон делит на два горизонта: нижний и верхний. К. М. Султанов (1964) средний подъярус делит на три горизонта, охарактеризовав их определенным комплексом фауны и литологическим составом.

По литологическому составу верхний подъярус на Апшеронском полуострове не отличается от среднего и в разрезах продолжается чередование мощных пластов известняков, песчаников и серовато-бурых глин. Однако состав органических остатков различен. В некоторых районах (Биби-Эйбат) в подошве верхнего апшерона наблюдается конгломерат мощностью 1 м. Выше в разрезе продолжают детритусовые известняки, серовато-бурые слоистые глины, песчаники, мергели и заканчивается разрез в Чемберекендском овраге плотными детритусовыми известняками. По К. М. Султанову (1964), наибольшей мощности верхний подъярус достигает в Бакинской мульде (195 м), на о. Нарген и в Бина-Гоусанской синклинали (80—90 м); к северу и к сводам прилегающих поднятий мощность уменьшается до 25—36 м.

Из палеонтологических остатков для верхнеапшеронских отложений Апшеронского полуострова К. М. Султановым (1964) приводятся: *Dreissena distincta* (Andrus.), *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Pseudocatillus bakuanus* (Andrus.), *Monodacna sjoegreni* Andrus. и др.

Верхний подъярус апшерона трансгрессивно с угловым несогласием перекрывается осадками антропогена.

Апшеронские отложения детально изучены В. В. Вебером (1931) на горе Отман-Боздаг, где разделены на шесть горизонтов общей мощностью 490 м. Причем отметим, что горизонты, выделенные В. В. Вебером, не совпадают с таковыми Д. В. Голубятникова.

Апшеронские отложения широко распространены и в Кобыстане. Наиболее полные разрезы их наблюдаются на хребтах Малый Харамы, Айрантекян, Алятской гряде, в бассейне р. Пирсаат, на Ченльдаге, у ст. Сангачалы, Дуваный, в районах Тоурагая, Клыча.

По Г. А. Ахмедову (1957), в разрезах апшеронского яруса вне Джейранкечмесской депрессии отмечается отсутствие верхней половины среднего апшерона и всего его верхнего подъяруса; в пределах Кобыстана нижний подъярус представлен отложениями мощностью в 150—350 м. На юго-западном крыле Алятской гряды на отдельных участках апшеронский ярус представлен всеми своими подъярусами. В целом он выражен темно-серыми; желтовато-бурыми глинами с прослоями песчаников, известняков, ракушнякав и вулканического пепла. Следует отметить наличие (1,5 м) черной некарбонатной глины в контакте апшерона и акчагыла, служащей прекрасным репером.

Нижний подъярус апшерона, лежащий без заметного несогласия на отложениях акчагыльского яруса, характеризуется *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dr. golubiatnikovi* (Ruzh.). Аналогичной песчано-глинистой литофацией представлен он и в районе Солахая — Клыча.

Мощность нижнего апшерона, по Г. А. Ахмедову, здесь колеблется в пределах 150—350 м.

Средний апшерон характеризуется чередованием серых, буровато-серых песчанистых глин с прослоями ракушняковых известняков, местами мощностью до 55 м, с редкими прослоями песка и вулканического пепла. В юго-западной части области число прослоев песчаника увеличивается. Здесь обнаружены: *Dreissena distincta* (Andrus.), *Dr. carinatocurvata* (Sinz.), *Apscheronia* (*Parapscheronia*) *eurydesma* (Andrus.), *A. (P.) raricostata* (Sjoegr.), *A. (P.) calvescens* (Andrus.), *Hircania intermedia* (Eichw.), *Monodacna sjoegreni* Andrus. и мелкие гастроподы. Мощность среднего апшерона 350—450 м.

Верхний подъярус апшерона, перекрытый отложениями антропогена, представлен известняками, буроватыми грубослоистыми глинами с прослоями песков. Верхнеапшеронские отложения, как правило, участвуют в строении погруженных частей антиклиналей. Мощность их колеблется в широких пределах. По Г. А. Ахмедову, в юго-восточной части области она достигает 275 м, тогда как на юго-западе (Алятская гряда) 450 м.

Апшеронские отложения, известные в районе ст. Сангачалы, могут быть подразделены на три подъяруса. Нижний подъярус представлен темно-серыми слабопесчанистыми глинами с фауной *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Ostracoda* и *Limnaea*; мощность 300 м. Средний подъярус выражен буровато-серыми песчанистыми глинами с прослоями песчаников и песчанистого ракушняка с *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Hircania ex gr. propinqua* (Eichw.); мощность 500—600 м. Верхний же подъярус выражен в глинистой фации с фауной *Dreissena theodori* (Andrus.), редко *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Monodacna isseli* Andrus.; мощность 300 м. Мощность всего апшерона около 1200 м. В подобных литофациях апшеронские отложения встречаются в Дуваннах и Алятской гряде с некоторой разницей в фауне и литологии. В этих разрезах в верхнем подъярусе преобладают известняки, отдельные пласты которых достигают иногда мощности 30 м и более. Апшеронские отложения в районе ст. Алят также могут быть подразделены на три подъяруса с соответствующей характерной фауной.

Наиболее полный разрез апшеронского яруса в Кобыстане наблюдается на хребте Малый Харамы, в бассейне Пирсаата, где они также подразделяются на три подъяруса. Этот разрез изучен Н. И. Андрусовым (1923), В. Е. Руженцевым (1928), Н. Г. Акатовым и С. Н. Алексичком (1938), К. А. Ализаде (1936), К. М. Султановым (1964), Г. А. Ахмедовым (1957) и др. Нижний подъярус представлен темно-серыми, красноватыми глинами с прослоями вулканического пепла с фауной *Dreissena golubiatnikovi* (Ruzh.), *Corbicula fluminalis* (Mull.) и растительными остатками; мощность 360 м. Средний подъярус сложен пестроцветными оскольчатыми глинами с прослоями песка, песчаника-ракушняка с фауной: *Apscheronia* (*Parapscheronia*) *raricostata* (Sjoegr.), *A. (P.) volarovici* (Andrus.), *A. (P.) calvescens* (Andrus.), *Hircania intermedia* (Eichw.), *Monodacna bacuana* Andrus., *M. kabristanica* Andrus., *Didacna charamica* Ruzh.; мощность 570 м. Верхний подъярус выражен серыми разнозернистыми песчаниками и пестроцветными глинами с незначительными прослоями известняка с характерной фауной *Dreissena distincta* (Andrus.), *Pseudocatillus bakuanus* (Andrus.), *Hircania subinteredia* (Andrus.), *H. intermedia* (Eichw.), *Apscheronia propinqua* (Eichw.) и мелкими гастроподами; мощность 400—500 м. Общая мощность около 1200 м.

Разрез в восходящей последовательности представлен следующей серией пород:

1. Глины серые, темно-серые, буровато-серые, синеватые с красноватым оттенком, слоистые, песчанистые с редкими и тонкими прослоями песков. Фауна: *Dreissena golubiatnikovii* (Ruzh.), *Dr. distincta* (Andrus.), *Adacna* ex gr. *praeplicata* Koles., *Micromelania subcaspia* Andrus., *Clessiniola subvariabilis* (Andrus.) 233,3 м
2. Чередование серовато-бурых песчанистых глин и серых мелкозернистых рыхлых песчаников с прослоями синевато-серых песков. Отсюда приводятся: *Dreissena distincta* (Andrus.), *Dr. bakuana* (Andrus.), *Dr. eichwaldi* (Andrus.), *Corbicula fluminalis apscheronica* Andrus., *Didacnomya pluricostata* (Andrus.), *Apscheronia* (*Parapscheronia*) ex gr. *volarovici* (Andrus.), *A. (P.) raricostata* (Sjoegr.), *A. (P.) propinqua* (Eichw.), *Pseudocatillus praelaviscula* (Andrus.), *Monodacna beibatica* Andrus., *M. minor* Andrus., *M. sjoegreni* Andrus., *M. kabristanica* Andrus., *M. laevigata* Andrus., *Adacna plicata* Eichw., *Adacna* sp., *Micromelania subcaspia* Andrus., *Clessiniola subvariabilis* (Andrus.), *C. major* Andrus. 247,85 „
3. Песчаник серый, плотный, крупнозернистый с угловатыми и окатанными гальками. Встречаются крупные конкреции песчаника. Фауна обнаружена в нижней части пачки: *Adacna* sp., *Micromelania subcaspia* Andrus. 1,8 „
4. Чередование глин серых, бурых, буровато-серых слоистых, песчанистых и бурых мелкозернистых рыхлых песчаников с пропластками серых глин. Фауна: *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dr. carinatocurvata* (Sinz.), *Corbicula fluminalis apscheronica* Andrus., *Didacnomya caucasica* (Andrus.), *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Monodacna* sp., *Micromelania* cf. *turricula* Andrus., *Melanoides apscheronica* (Andrus.), *Neritina* (*Theodoxus*) *pallasi* Lindh. 92,48 „
5. Ракушники светло-серые, рыхлые, переходящие в песчаники с фауной: *Dreissena carinatocurvata* (Sinz.), *Corbicula fluminalis apscheronica* Andrus., *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Pseudocatillus transcaspicus* (Andrus.), *P. ex gr. bakuanus* (Andrus.), *Micromelania* cf. *turricula* Andrus. 12 „
6. Чередование буровато-серых рыхлых мелкозернистых песчаников с серыми, бурыми, серовато-бурыми песчаниками, неслоистыми глинами с фауной: *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dr. polymorpha lata* (Andrus.), *Dr. carinatocurvata* (Sinz.), *Dr. distincta* (Andrus.), *Dr. eichwaldi* (Andrus.), *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *A. calvescens* Andrus., *A. volarovici* (Andrus.), *Pseudocatillus cariniferus* (Andrus.), *Hyrkania hyrcana* (Andrus.), *H. loerentheyi* (Andrus.), *H. intermedia* (Eichw.), *Monodacna* cf. *beibatica* Andrus., *M. kabristanica* Andrus., *M. sublaevigata* Andrus., *M. nitida* Andrus., *Adacna* sp., *Micromelania subcaspia* Andrus., *Clessiniola subvariabilis* (Andrus.), *Neritina* (*Theodoxus*) *pallasi* Lindh. 420,3 „
7. Неслоистые темно-серые жирные глины. Фауна: *Dreissena distincta subgibba* (Andrus.), *Dr. polymorpha cimans* Koles., *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Hyrkania subintermedia* (Andrus.), *H. paucintermedia* (Andrus.), *H. hyrcania* (Andrus.), *Monodacna sjoegreni* Andrus., *M. pyrophilla* Andrus., *M. laevigata* Andrus., *Neritina* (*Theodoxus*) *pallasi* Lindh., *N. (Th.) schultzei* (Grimm), *Micromellania subcaspia* Andrus. 18 „
8. Известняк-ракушечник. Над известняком проходит тонкий пропласток гипса. Определена следующая фауна: *Dreissena eichwaldi* (Andrus.), *Dr. isseli* (Andrus.), *Dr. distincta* (Andrus.), *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Pseudocatillus bakuanus* (Andrus.), *P. transcaspicus* Andrus., *Monodacna minor* Andrus., *Neritina* (*Theodoxus*) *pallasi* Lindh. (Andrus.), *Hyrkania loerentheyi* (Andrus.), *H. intermedia* (Eichw.) 4,2 „
9. Чередование бурых, беловатых, коричневатых, серовато-бурых неслоистых глин с пропластками песков и светло-серых желтовато-серых мелкозернистых рыхлых песчаников. Отсюда определены: *Dreissena bakuana* (Andrus.), *Dr. distincta* (Andrus.), *Dr. polymorpha lata* (Andrus.), *Dr. polymorpha angustiformis* Koles., *Dr. eichwaldi* (Andrus.), *Dr. isseli* (Andrus.), *Apscheronia propinqua* (Andrus.), *Pseudocatillus cariniferus* (Andrus.), *P. isseli* (Andrus.), *P. dubius* (Andrus.), *Hyrkania intermedia* (Eichw.), *H. hyrcana* (Andrus.), *Adacna* aff. *plicata* Eichw., *Monodacna sjoegreni* Andrus., *M. sublaevigata* Andrus., *Neritina* (*Theodoxus*) *pallasi* Lindh., *Caspia natura* Bog., *Melanopsis bergeroni* Sabba, *Melanoides apscheronica* (Andrus.) 175,5 „

10. Конгломерат с пропластками песков (20 см) 2 м
 11. Полосчатые серовато-бурые, зеленоватые (с розоватым оттенком) глины с прослоями желтовато-бурых песков и песчаников 51 „

Самым южным пунктом, где обнажаются апшеронские отложения, является Бабазананский район, где выделяются три подъяруса. Они здесь представлены песчано-глинистой фацией с характерной фауной мощностью, колеблющейся от 1200 до 1400 м. Наконец, отметим, что скважина, пробуренная у с. Дайкенд, вскрыла апшеронские отложения мощностью до 2000 м.

Из указанных выше районов апшеронские отложения переходят в предгорья Малого Кавказа, где их называют «надакчагыльской толщей». Надакчагыльская толща трансгрессивно, но без видимого углового несогласия лежит на акчагыле и представлена песчаной фацией мощностью 180—200 м с фауной *Dreissena*, *Neritina*, *Micromelania* и др. Начиная от Борсунлов, где надакчагыльская толща вскрыта креплиусным бурением, она прослеживается по долинам рек Инджачай, Карачай вплоть до Кюракчая с различной мощностью.

Апшеронские отложения в континентальной фации установлены в пределах Нижне-Араксинской депрессии, где известны под названием «араксинской свиты» и обнажаются севернее хребта Диридаг. Апшерон представлен здесь в континентальной фации — галечниками, конгломератами, песчаными глинами с прослоями вулканических пеплов. Здесь Т. А. Горшениным встречены пресноводные гастроподы *Bythinia* aff. *fenticulata*, *Melanoides* ex gr. *rodensis* Вус., *Pisidium amicum* Mull. Эти отложения дислоцированы и имеют мощность, равную 250 м. По описанию Э. Ш. Шихалибейли (1964₂), северо-восточнее указанного пункта, между ст. Махмудлу и Дашбурун, акчагыл перекрывается континентальной толщей, отнесенной ранее к апшерону. М. Д. Гаврилов считает, что нижняя часть этой толщи дислоцирована, а верхняя лежит горизонтально. Поэтому нижнюю часть он относит к апшерону. Подобная дислоцированная континентальная толща наблюдается вдоль уступа Приараксинской наклонной равнины и на склонах оврагов и речных долин. По данным М. Д. Гаврилова, между с. Горадиз и ст. Дашбурун состав нижней дислоцированной толщи аналогичен составу апшеронских отложений горы Диридаг. Т. А. Горшениным также приводится разрез, состоящий из чередования песчаников, галечников, глин и известняков с пресноводной и наземной фауной *Planorbella*, *Helicella*, которые указывают на апшеронский возраст вмещающих отложений. В районе Ждановска по данным скважин эта континентальная толща представлена бурыми глинами и частыми прослоями галечников и конгломератов мощностью 160—260 м.

Континентальная фация отложений рассматриваемого возраста получила развитие и в пределах Гочасского синклиория (Мисхано-Кафанская зона), где она именуется акеринской свитой. Литологически эти отложения в междуречье Басутчая и Акеры состоят из пропластков песков, суглинков, галечников и пеплов, которые по простиранию, плохо выдерживаясь, замещают друг друга. Мощность отложений свиты достигает 200 м.

Из Кобыстанской области апшеронские отложения прослеживаются в Шемахинский район, уходя в южные предгорья Большого Кавказа. Морские апшеронские отложения выступают в разрезах Ленгезбизского оврага, где К. М. Султанов (1964) их расчленяет на три подъяруса. Нижний подъярус, залегающий согласно на акчагыльских отложениях, представлен серовато-бурыми, синевато-серыми песчаными глинами, разнотекстурными и разной плотности песчаниками. Фауна представлена *Dreissena distincta* (Andrus.), *Micromelania subcaspia*

Andrus., *Limnaea (Radix) lessonaea* Andrus. и остракодами; мощность 350 м.

Средний подъярус сложен чередованием мощных глинистых пачек с буровато-серыми песчаниками с прослойками известняков. Характерными видами для этого подъяруса являются *Dreissena carinaticurvata* (Sinz.), *Dr. distincta* (Andrus.), *Apscheronia (Parapscheronia) raricostata* (Sjoegr.), *Monodacna kabristanica* Andrus., *M. laevigata* Andrus.; мощность 315 м.

Верхний апшерон выражен глинисто-песчаной фацией со сравнительно небогатой фауной: *Unio*, *Corbicula fluminalis apscheronica* Andrus., *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Clessiniola subvariabilis* Andrus., *Melanopsis*, *Planorbis*; мощность 250 м. Общая мощность апшерона по Ленгезискому оврагу равна 1015 м.

Далее на северо-запад мощность апшеронского яруса за счет увеличения мелкогалечниковых конгломератов сильно увеличивается. В Ортабулагском разрезе апшеронские отложения залегают согласно на ачкагыльском ярусе и представлены тремя подъярусами.

Нижний подъярус представлен песчано-глинистой фацией с однообразной фауной: *Dreissena distincta* (Andrus.), *Clessiniola subvariabilis* Andrus., редко *Monodacna*; мощность 519 м.

Средний подъярус представлен переслаиванием зеленовато-серых песчаников с коричневатými глинами. В них встречаются *Dreissena carinaticurvata* (Sinz.), *Dr. distincta* (Andrus.), *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *A. (Parapscheronia) raricostata* (Sjoegr.), *Celekenia ivanovi* Andrus. и др.; мощность 616 м.

Верхний подъярус также представлен глинисто-песчанистыми породами с *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Clessiniola subvariabilis* Andrus. и др. Мощность 660 м. Мощность апшеронских отложений по Ортабулагскому оврагу К. М. Султановым (1964) определяется в 1795 м. Приводимая же В. В. Вебером (1933) мощность по данному оврагу составляет 2500 м. В разрезе Ахсу за счет увеличения крупнообломочного материала в разрезе мощность сильно возрастает и осадки приобретают континентальный характер. Нижняя часть этого разреза состоит из переслаивания песчаников с синеvато-серыми глинами с фауной *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Monodacna ex gr. bacuana* Andrus. и остракод. По В. В. Веберу (1933), мощность ее достигает 1500 м.

Верхняя часть разреза, по В. В. Веберу (1933), представлена глинисто-песчаными отложениями, которые чередуются с крупногалечниковыми конгломератами. В песчаниках встречаются *Dreissena carinaticurvata* (Sinz.), *Monodacna bakuana* Andrus. и др. Мощность, по В. В. Веберу, 2000 м. К западу от р. Гирдыманчай морская фация постепенно переходит в континентальную. Гирдыманчайский разрез также состоит из трех подъярусов мощностью 1550 м и представлен серыми полосчатыми глинами, песчаниками и галечниками с фауной: *Dreissena*, *Corbicula fluminalis* (Mull.), *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Monodacna bakuana* Andrus.

Породы апшеронского возраста обнажаются западнее в долине рек Геокчай, Алджигончай и отсюда уходят в Западный Азербайджан и Восточную Грузию. По Геокчаю апшеронские отложения изучены В. П. Батуриным (1929). Они представлены серыми глинами с подчиненными прослойками песка. В этой толще обнаружены мелкие гастроподы, *Apscheronia propinqua* (Eichw.) и др. Мощность, по В. П. Батурину, 2500 м.

Западнее, в ядре Арчандагской складки, апшеронские отложения представлены песками, песчаниками и глинами с фауной *Apscheronia*

propinqua (Eichw.). Верхняя часть разреза представлена континентальной фацией, светло-серыми глинами и песками с наземной фауной и остатками водорослей. Мощность 800 м. В этом разрезе можно выделить по литологическому составу средний и верхний подъярусы апшерона. К северу по р. Алджигончай средне- и верхнеапшеронские подъярусы представлены приведенными выше литофациями с той лишь разницей, что крупногалечниковый материал увеличивается и становится более грубым.

Апшеронские отложения известны также и на левом берегу р. Куры, на северо-западном берегу Мингечаурского водохранилища, где они представлены морской фацией с характерной фауной мощностью от 660 до 1000 м. По фауне и литологическому составу здесь выделяются два подъяруса — средний и верхний. Средний представлен глинисто-песчаными отложениями, характеризующимися *Unio*, *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Hyrcania intermedia* (Eichw.), *Paludina*, *Melanopsis* и двумя прослоями с богатым скоплением харовых водорослей. Верхний подъярус выражен бурыми, розоватыми глинами с мощными прослоями серых косослоистых песчаников и прослоем вулканического пепла с *Unio*, *Anodonta*, *Hyrcania intermedia* (Eichw.), *Monodacna*, *Helix* и др.; мощность 660 м.

На западе апшеронский ярус сохраняет общий литологический и фаунистический состав и подходит к р. Алазани. Апшеронские отложения большой мощности (1450 м) обнажаются на северном крыле Коджашенской складки, где они представлены в целом глинисто-песчаной литофацией с прослоем вулканического пепла и галечников с характерной макро- и микрофауной. В Приалазанском районе апшерон также представлен аналогичной фацией мощностью 1110 м. Апшеронские отложения к северу от хребта Коджашен, на западной периклинали Камыкаинской складки, представлены нижним подъярусом с мелкими гастроподами. В кровле глинисто-песчаная пачка здесь замещается мощным пластом конгломератов. Стратиграфически выше идут континентальные слои с наземной фауной. Северная полоса апшерона в приалазанской части также характеризуется комплексом глинисто-песчаных пород. Эта толща раньше была выделена как надакчагыльская толща. Впоследствии (исследования К. А. Ализаде) выяснилось, что эта мощная толща относится также к нижнему и среднему апшерону с фауной *Corbicula fluminalis apscheronica* Andrus., *Neritina*, *Melania* и др. Таким образом, в Приалазанском районе апшерон представлен двумя подъярусами (средним и нижним) мощностью 1050 м.

Наиболее полные разрезы апшеронских отложений в пределах Западного Азербайджана слагают Боздагскую складку, которая продолжается с одной стороны в Палантекианскую, а с другой — в Дуздагскую складки. Разрезы эти как на Боздаге, так и на Дуздаге изучены К. А. Ализаде, М. Л. Лачиняном и др. Здесь апшеронские отложения согласно, с базальными конгломератом в основании, лежат на акчагыльских отложениях и представлены тремя подъярусами. Нижний подъярус сложен чередованием глин, темно-серых с прослоями песков и песчаников. Фауна: *Dreisena golubiatnikovi* (Ruzh.), *Corbicula fluminalis apscheronica* Andrus., *Micromelanus subcaspius* Andrus. Мощность колеблется от 89 м на Дуздаге до 178 м на Боздаге. Средний подъярус также представлен в глинистой литофации с мощными песчаными прослоями. Мощность колеблется от 383 м на Дуздаге до 103 м на Боздаге. Отсюда определены *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *A. (Parapscheronia) eurydesma* (Andrus.), *Hyrcania hyrcana* (Andrus.).

Верхний подъярус представлен переслаиванием конгломератов, песчаников, песков с прослойками вулканического пепла. Фауна: *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Hyrcania hyrcana* (Andrus.), *H. intermedia* (Eichw.). Мощность верхнеапшеронских отложений достигает 500 м. На западе отложения апшеронского возраста принимают участие в строении хребтов Зюлятепе, Гузгунтепе и Палантекян. Здесь апшерон, по данным К. А. Ализаде, представлен ниже- и среднеапшеронским подъярусами небольшой мощности. Разрез апшерона на хребте Палантекян, недалеко от с. Кясаман, снизу вверх представлен желтовато-бурыми песчаниками с тонкими прослойками галечников. Фауна: *Dreissena restiformis* (Desh.), *Corbicula fluminalis apscheronica* Andrus. и др. Нижний подъярус представлен чередованием желтовато-бурых, серых глин с плотными среднезернистыми песчаниками с тонкими прослойками конгломератов с фауной *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Monodacna sjoegreni* Andrus., а также *Unio*. В хребтах Зюлятепе и Гузгунтепе апшеронские отложения представлены в глинисто-песчаной фации с фауной *Neritina*, *Nerinea*, *Melania*. и др. Выше разрез принимает континентальный характер надакчагыльской толщи и мощность его достигает 200 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В Азербайджане наибольшим развитием четвертичные отложения пользуются на юго-восточном погружении мегантиклинория Большого Кавказа (Апшеронский полуостров, Юго-Восточный Кобыстан), в Куринской межгорной впадине (Прикуринская низменность, Бакинский архипелаг), в передовых прогибах (Прикаспийский и Ленкоранский районы), а также на южном склоне Малого Кавказа. По возрасту они представлены породами тюркянского горизонта, бакинского яруса*, мингечаурским горизонтом, хазарским (гюргянский — нижнехазарский и верхнехазарский горизонты), хвалынским ярусами и новокаспийским горизонтом в морской и континентальной фациях.

Первые три стратиграфические единицы относятся к нижнему (нижний плейстоцен), гюргянские (нижнехазарские и верхнехазарские) к среднему (средний плейстоцен), а хвалынские к верхнему (верхний плейстоцен) антропогену. Новокаспийский горизонт представляет собой современные (голоценовые) отложения.

Морские фации четвертичных отложений наибольшее развитие получили в восточной, а континентальные — в центральной и западной частях Азербайджана (рис. 28).

Морские отложения

Нижний плейстоцен. Тюркянский горизонт. После тектонических поднятий конца неогена восточная часть Азербайджана испытывала постепенное погружение. Это обусловило проникновение вод послеапшеронского бассейна на запад и образование разобщенных заливов в пределах юго-восточного погружения Большого Кавказа (Апшеронский полуостров) и Куринской межгорной впадины (Прикуринская низменность), где происходило накопление пород тюркянского горизонта, обогащающегося глинистыми осадками.

На Апшеронском полуострове, в его юго-западной части, тюркянские отложения достигают мощности 11 м, а на юге (Бакинская мульт-

* Решением Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР от 12 мая 1962 г. ярусы предложено именовать горизонтами.

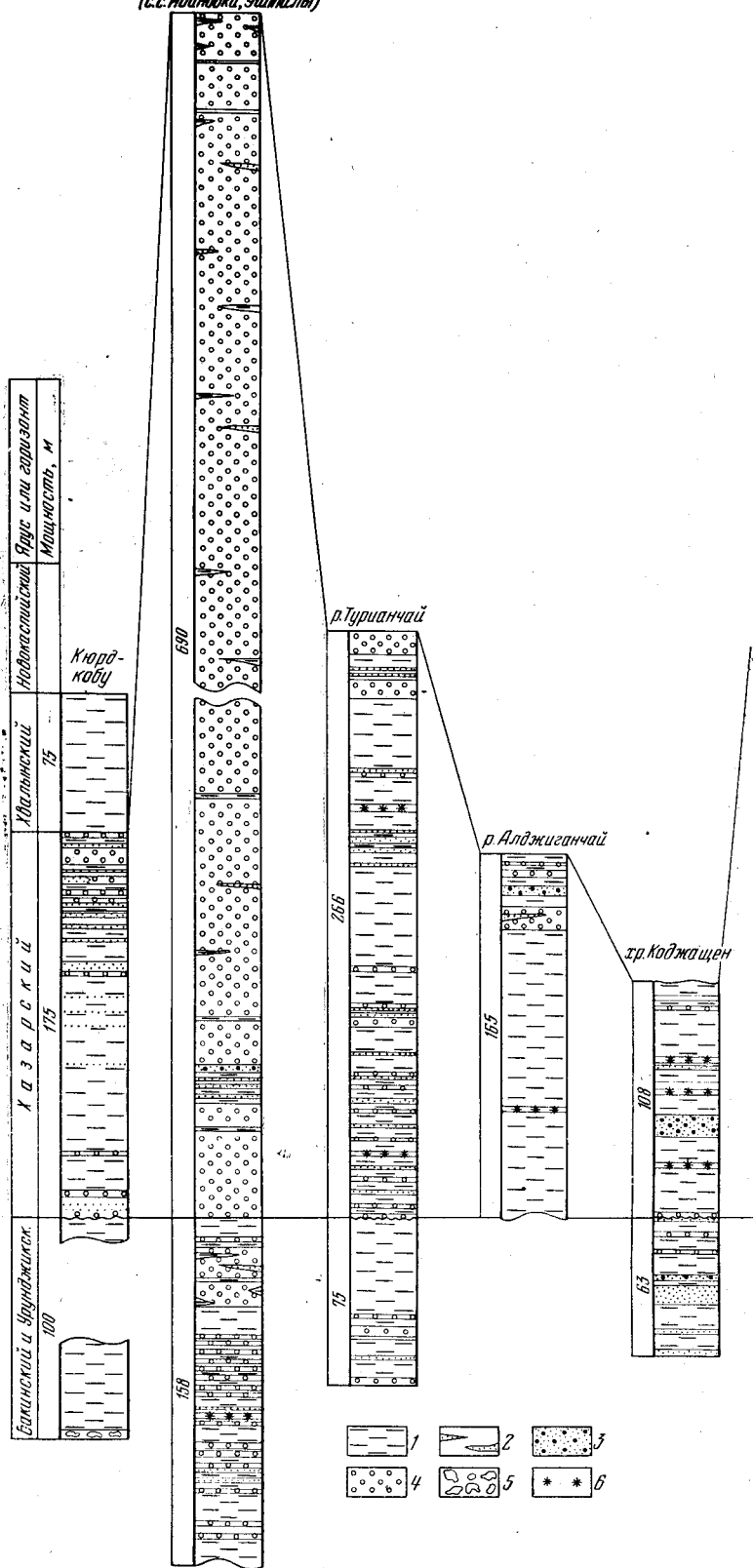
да), юго-востоке и востоке (Бина-Гоусанская синклиналь), где они вскрыты скважинами, их мощность возрастает до 100 м. Дислоцированы они согласно с апшеронскими слоями. Наряду с изменением мощности изменяется и вещественный состав тюркянских отложений: в синклиналях Восточного Апшерона и в Бакинской мульде они сложены глинами, а в северо-западной части Бина-Гоусанской синклинали — глинистыми и хорошо отсортированными песками; в разрезе горы Бакинский ярус — крупногалечниковыми конгломератами, состоящими из окатанных обломков известняков апшеронского возраста.

В Прикуринской низменности породы тюркянского горизонта развиты главным образом в северной части, по левую сторону р. Куры. Северная граница распространения этих слоев проходит в районе поднятия Пирсагат, западнее они прослеживаются в пределах Калмасского поднятия, а в Хыдырлинском районе наиболее развиты на северо-западном крыле. К югу от этого района отложения прослеживаются в Агзевир-Бяндованском поднятии. На запад от рассмотренной полосы породы тюркянского горизонта пройдены скважинами структурного бурения (Карабаглы и Дуровдаг). Нефтечала и Куринская коса являются крайними пунктами распространения тюркянского горизонта. В северной части района (Хыдырлы, Агзевир и Бяндован) тюркянский горизонт залегает на породах апшеронского возраста с разницей в углах падения 7—8°; на юге (Карабаглы и Дуровдаг) эта разница возрастает до 14—15°; мощность в разрезах Прикуринской низменности изменяется от 0 до 120 м, обычно уменьшаясь, как и на Апшеронском полуострове, к сводам антиклинальных складок. Здесь тюркянский горизонт представлен в основном глинами; обогащается он песчано-алевритовым материалом в западных пунктах своего распространения и ближе к сводовым частям антиклинальных поднятий. Кроме того, присутствуют суглинки, гипс, катуны глин и растительные остатки. Из фауны (по А. А. Ильину) встречены *Planorbis* и редко *Lithoglyphus*.

Бакинский ярус. Начало прогибания западной части территории Азербайджана завершилось значительным опусканием как осевой части межгорной впадины, так и передовых прогибов, и юго-восточного погружения Большого Кавказа. В результате произошла бакинская трансгрессия, которая максимального развития достигла в позднебакинское время, когда море утратило связь с Черноморским бассейном и в него стекали воды многих речных артерий (Хаин и Шарданов, 1952). Максимальное прогибание бассейна было в пределах восточной части, где за бакинское время накопились осадки мощностью до 100—120 м. В западном и северо-западном направлениях происходило повышение рельефа дна бассейна, вследствие чего мощности значительно сокращались (гора Бакинский ярус — 60 м, Чемберекендское плато — 24 м). Исключение составляли отдельные участки, прогибание которых носило локальный характер (Кишлы — мощность 110 м). На Апшеронском полуострове естественные обнажения бакинского яруса приурочены к юго-западной части, где они выходят на дневную поверхность, образуя полосу вдоль крыльев антиклиналей или небольшие останцы, сохранившиеся от размыва на возвышенных синклинальных плато. В восточной части полуострова выходы этих пород на дневной поверхности встречаются реже, здесь они приурочены к широким и пологим синклиналям и имеют наибольшую мощность. В западной части полуострова эти отложения залегают на высоте до 200 м и более, в отдельных случаях поднимаясь до 277 м.

Породы бакинского яруса имеют различную дислоцированность, обычно ослабевающую с запада на восток и в синклинальных структурах. В осевой части последних бакинские отложения согласно залега-

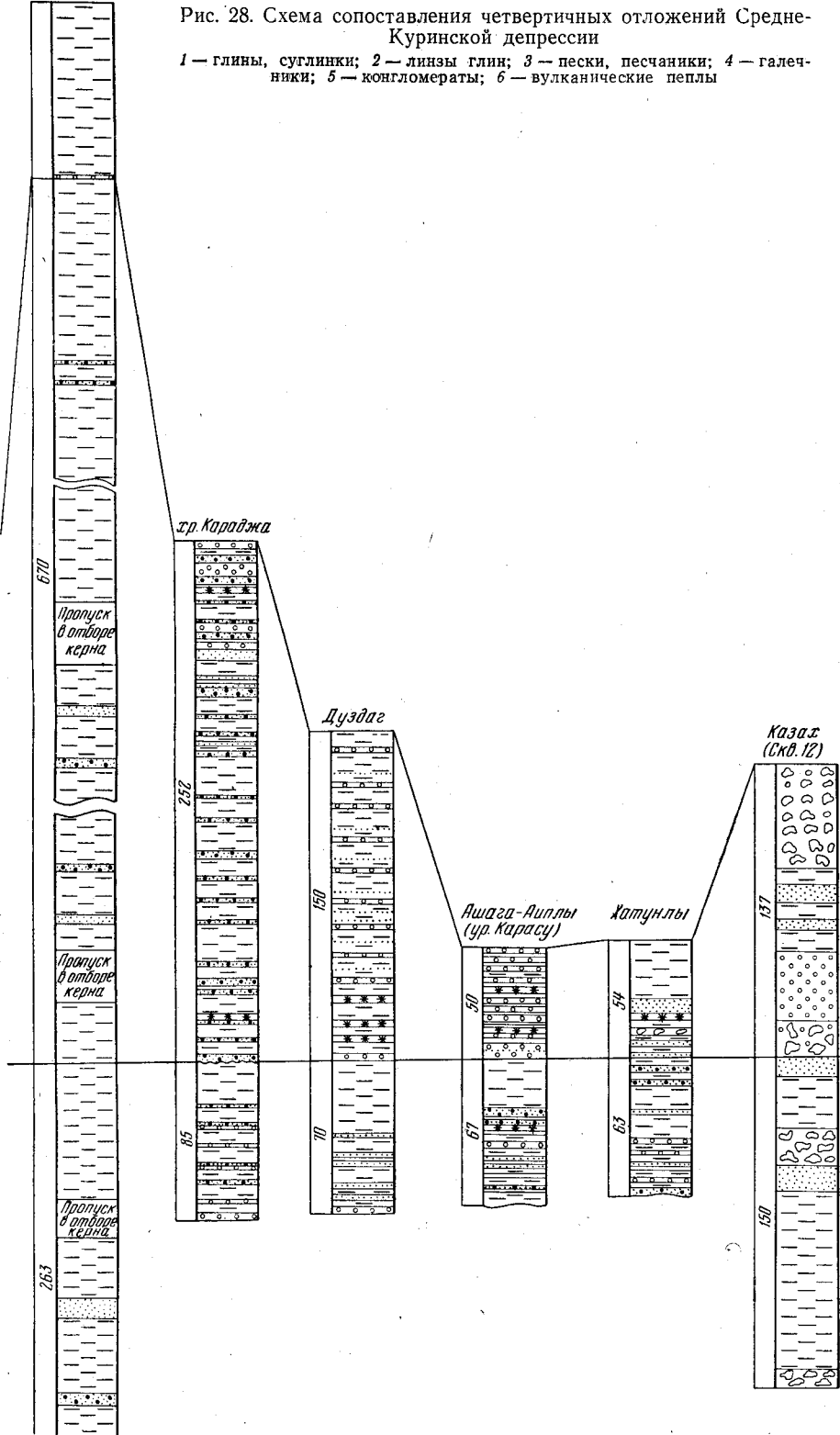
Девдванчай
(с.с. Иванджа, Ушкялы)



Агдаш-Геокчай
(Скв. 10, 15, 16)

Рис. 28. Схема сопоставления четвертичных отложений Средне-Куринской депрессии

1 — глины, суглинки; 2 — линзы глин; 3 — пески, песчаники; 4 — галечники; 5 — конгломераты; 6 — вулканические пеплы



ют на кровле апшеронского яруса, а в краевых зонах мульд с некоторыми признаками несогласия. На участках самих антиклинальных поднятий породы бакинского яруса залегают резко несогласно на размытой поверхности апшеронских отложений.

В районе сс. Бузовны, Маштаги и Мардакяны залегание бакинских отложений осложнено ступенчатыми сбросами. Породы этого возраста по составу фауны, а также литологическим особенностям подразделяются на нижне- и верхнебакинские слои (горизонты). Для нижнебакинских слоев характерны *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* (Eichw.), а для верхнебакинских — *Didacna rudis* Nal., *D. rudis varia* Nal., *D. rudis catillus rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus., *D. bergi* Fed., *D. alibjramlinica* Vekil. и др.

От тюркянских отложений породы бакинского яруса отличаются присутствием значительно большего количества песчано-алевритовых грубообломочных и известково-ракушняковых пород.

На Юго-Западном Апшероне (гора Бакинский ярус, восточный борт Ясамальской долины), в присводовых частях антиклиналей восточной части полуострова (Карачухур, Кала), на северо-востоке последнего (Бузовны), а также в краевых частях Бакинской мульды (Арменикенд, Беюкшор) бакинские отложения имеют ярко выраженный прибрежный характер и представлены гравийно-галечниковыми, ракушняковыми, реже глинистыми породами. На востоке полуострова (синклинали Маштаги — Гоусаны и Шоулан — Зыря — Гюргяны) бакинские отложения в нижней части представлены мелководной фацией и состоят исключительно из глин, которые кверху переходят в пески и рыхлые ракушняки.

В Кобыстане бакинские отложения встречены как в естественных обнажениях на крыльях ряда антиклинальных складок, так и в разрезах скважин структурно-картировочного бурения. Здесь, как и на Апшеронском полуострове, породы бакинского яруса дислоцированы интенсивнее, чем вышележащие. Они залегают то на сnivelированной поверхности апшеронских и акчагыльских отложений (Бурансызджульгинская антиклиналь), то на размытых (гора Острая) или сильно дислоцированных (Шихикая) породах продуктивной толщи, а иногда на контакте с акчагылом (гора Джума) или апшероном (Алятская гряда). На Давалидаге они несогласно ложатся на апшеронские породы, а на Календертапе прислонены к размытой поверхности верхнеплиоценовых отложений. В глубоком овраге, окаймляющем возвышенность Баладжаре с юга, бакинские отложения сильно нарушены разрывами и наклонены под углом 40°. Ближе к сводам антиклиналей бакинские отложения характеризуются грубообломочными породами и в меньшем количестве песчано-алевритовыми, глинистыми и ракушняковыми отложениями, формирующимися главным образом в прибрежных и прибрежно-мелководных условиях. Роль первых из них, как и в пределах Апшеронского полуострова, увеличивается в западном и северном направлениях от современной береговой полосы моря.

Мощность отложений в естественных обнажениях сильно варьирует: Шихикая — 10 м, Давалидаг — 50 м, Каламадын — 240 м. В разрезах буровых скважин, как и на Апшеронском полуострове, она меняется от свода к крыльям складок в сторону увеличения; в скважинах, расположенных ближе к Навагинской долине, мощность достигает 170—180 м, а в бортовой ее части 80—90 м.

В Прикуринской низменности породы бакинского яруса в естественных обнажениях встречены главным образом в северной части территории, южнее они скрыты под чехлом более молодых отложений и изучены только по материалам скважин. На высотах до 256 м просле-

живаются абразионные террасы (юго-восточный склон хребта Большой Харамы, вершина грязевого вулкана Кюрсанга), отвечающие по времени верхней части бакинского яруса. Сложены они в основании окатанными глыбами известняков апшеронского яруса, на которых залегают детритусовые известняки с обильной ракушей и выше галечниковые конгломераты; мощность до 5 м.

Самым западным пунктом распространения отложений бакинского яруса на территории Куринской межгорной впадины является район Мингечаурского водохранилища. Здесь бакинские отложения принимают участие в строении хребтов Боздаг, Караджа, Дюздаг, Гедакбоза, а также складчатой системы Коджашена и представлены чередованием фаунистически охарактеризованных серых и бурых глин, желтовато-бурых песчаников и отдельных прослоев галечников и конгломератов мощностью 120—140 м. Здесь также с запада на восток отмечается уменьшение роли грубообломочного и песчано-алевритового материала. Исключением являются присводовые части антиклиналей (Малый Харамы, Кырылых, Мишовдаг — Нефтяная балка, Кюровдаг — Ямдара и др.), где породы представлены песчаниками и в подчиненном количестве глинами и ракушняками. В основании отдельных обнажений (Нефтяная балка) встречаются базальные конгломераты. В депрессионных зонах глинам подчинены песчаники, алевролиты, ракушняки и неотсортированные породы.

Как в естественных обнажениях (Кырылых, Ямдара), так и почти во всех разрезах скважин отмечаются один, два (Хыдырлы, Агзевир, Бяндован, Бабазанан, Дуровдаг, Дайкенд), иногда и три (Кюровдаг) прослоя белого и буровато-белого вулканического пепла мощностью от 5 до 20 см. На участках, расположенных около грязевых вулканов Агзевир, Гамма и Бяндован, наблюдается переслаивание пород бакинского яруса с сопочной брекчий, что свидетельствует о частых подводных извержениях вулканов.

В пределах Бакинского архипелага также отмечается несогласное залегание бакинских отложений на различных горизонтах плиоцена. Так, в районах банки Макарова и в юго-восточной периклиналиной части Хамамдагской складки породы бакинского яруса лежат на размытой поверхности отложений продуктивной толщи. Наиболее спокойное залегание отмечено в районе о-ва Обливного, где углы падения отложений изменяются от 1 до 3°; в районе банки Макарова в породах бакинского яруса они достигают 10—22°.

Образование пород шло в относительно глубоководных условиях, и они представлены главным образом глинами, значительно лучше отмученными, чем в районах Прикуринской низменности. Нередко отмечается присутствие сопочной брекчии (банка Макарова, острова Глиняный, Лось, Обливной).

Бакинский ярус на периферии горной системы Талыша представлен абразионной террасой, которая прослеживается вдоль восточного подножия Талышского хребта, начиная от Астаринского района. Гипсометрически нижняя граница ее проходит по изогипсе 160 м, а верхняя выше 200 м. Вследствие сильной эродированности бакинская терраса сохранилась в виде отдельных холмистых гряд, большей частью с плоскими вершинами, ориентированными на восток. Наиболее широкая полоса ее развития прослеживается севернее долины Веляжчая. Субстратом бакинской террасы являются дислоцированные песчаники и глинистые сланцы эоцен-сарматского возраста.

В более пониженной части области — в пределах Ленкоранской низменности — накопление отложений бакинского яруса шло в прибрежных и прибрежно-мелководных условиях, и они представлены песчано-

алевритовыми и глинистыми породами, иногда с редкими прослоями мергеля, раковинным и растительным детритом и галькой.

В передовом прогибе, на периферии Большого Кавказа (Прикаспийский район) бакинский ярус в естественных обнажениях представлен террасами. Они занимают самое высокое гипсометрическое положение (248—268 м и в отдельных участках до 400 м) и наилучшее выражение имеют в районах сс. Пирамсан, Дерендодоб, Дивичибазар, рр. Гильгильчай, Кызылбурун, Бешбармак, Тахтакерпи, а также станций Киялизи и Яшма. Сложены они главным образом грубообломочными, реже песчаными (с. Пирамсан) породами. Встречаются единичные прослои ракушняково-детритовых известняков (Кызылбурун).

В разрезах скважин в центральной части Худат-Хачмасской синклинали бакинские отложения представлены глинами с редкими мало-мощными прослоями песков. В северном и западном направлениях роль песчаных прослоев увеличивается и появляется гравийно-галечниковый материал, который в предгорной части района является доминирующим.

Мингечаурский горизонт. В конце бакинского времени происходил общий подъем суши, в который вовлеклась и Куринская депрессия, а также зоны передовых прогибов. В результате береговая линия несколько отступила на восток с сохранением узкого залива в осевой части межгорной впадины вплоть до Мингечаура, а также в пределах Апшеронского полуострова и Кобыстана, где отлагались ракушняковые и песчано-глинистые породы с примесью грубообломочного материала и получила пышный расцвет *Didacna eulachia* (Vog.) Fed. Этот отложения в Азербайджане присвоено название мингечаурского горизонта, который в Туркмении назван уруджикским. Кроме *D. eulachia* Vog. в них присутствуют *D. eulachia mingetchaurica* Vekil., subsp. nov., *D. colossea* (Dasch.) Vekil., *D. colossea elongata* Dasch. (in coll.) и др.

На Апшеронском полуострове породы с *Didacna eulachia* (Vog.) Fed. пользуются широким распространением. В естественных обнажениях они зафиксированы на крыльях ряда антиклинальных структур в западной и центральной частях полуострова; на востоке они пройдены скважинами, пробуренными в пределах Зыря-Гюргянской и Бина-Гоусанинской синклиналей. Мощность их, как и бакинских слоев, уменьшается к сводам антиклинальных поднятий. Литологически это главным образом ракушняковые породы с супесчаным, к сводам поднятий с гравелитовым заполнителем. Последний в восточном направлении постепенно замещается песчаным и алевритовым материалом и глинами.

На абсолютных высотах 110—125 м, 140—150 м, 180—200 м, 220—230 м, 260—300 м мингечаурские слои представляют собой террасовые останцы, сохранившиеся от размыва последующими трансгрессиями и эрозионно-денудационными процессами, которые сложены суглинками, песками, конгломератами, ракушняками, гравелитами и галечниками и имеют мощность до 4—5 м.

В Кобыстане слои с *Didacna eulachia* прослеживаются на восточном склоне горы Малый Кянизадаг, на северо-восточном склоне горы Деляниз, а также в районах кишлаков Татар, Чапылмыш и Шихикая. На погружении антиклиналей они пройдены скважинами. В Прикуринской низменности естественные обнажения этих пород прослеживаются далеко на запад. Они встречены на Дуздагской антиклинали, на северном склоне Коджашена. Восточнее зафиксированы на южном крыле северной Карамарьямской складки и в районе antecedentной долины Кюрдкобу (крайнее западное ущелье в восточной части Карамарьямского увала). В Юго-Восточной Ширвани породы, охарактеризованные

указанной фауной, отмечены на крыльях Мишовдагской и Кюровдагской структур. На склонах хребтов Большой и Малый Харамы они образуют террасу, которая врезана в дислоцированные апшеронские отложения. Полные разрезы пород этого возраста пройдены скважинами структурно-картировочного бурения в районах Халдана, Агдаша, Геокачая, Падара и на крыльях ряда антиклинальных структур и в синклиналильных прогибах. В разрезах западных районов (Дуздаг), а также в сводовых частях антиклинальных поднятий это ракушняка с лещчатым и гравийным, а в террасах с галечным материалом, формировавшиеся в прибрежных и прибрежно-мелководных условиях, а на погружении структур и в синклиналях они замещаются глинами мелководной фации.

В Прикаспийском районе слои с *Didacna eulachia* прослеживаются в виде террас на высотах 200—210 м и имеют мощность до 5 м. Представлены они ракушняками с примесью песчаного и грубообломочного материала.

Средний плейстоцен. Х а з а р с к и й я р у с. Эти отложения по литологическим особенностям и присутствующей фауне делятся на нижнехазарский (гюргянский) и верхнехазарский горизонты.

Гюргянский (нижнехазарский) горизонт. Породы этого возраста связаны с крупной трансгрессией гюргянского моря, оставившего следы своего стояния в тех же пунктах, где зафиксированы породы с *Didacna eulachia*. Отложения этого времени относятся к нижнехазарскому горизонту и часто именуются гюргянскими. От пород бакинского возраста они отличаются не только фаунистически, но и по вещественному составу. Последний характеризуется значительно большим содержанием песчано-алевритового и грубообломочного материала, количественно уменьшающегося с запада в направлении к современной береговой полосе Каспия. Нижнехазарские отложения почти везде богато охарактеризованы фауной: *Didacna schirvanica* Vekil. et Asad., *D. gurganica* Vekil., sp. nov., *D. trigonula* (Dasch.), Vekil., *D. hospes* (Bog.) Vekil., *D. kurovdagica* Vekil., sp. nov., *D. mischovdagica* Vekil., sp. nov., *D. charamica* Fed., *D. lindleyi* (Dasch.) Fed., *D. pallasi* Prav., *D. subpyraamidata* Prav., *D. kovalevskii* Bog., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. janischevskii* Gejv., *D. apscheronica* Gejv., *D. vulgaris* Andrus., *D. naliokini* Wass., *D. delenda* Bog. и др.

На Апшеронском полуострове отложения нижнехазарского горизонта в осевых частях мульд совершенно согласно лежат на породах бакинского яруса (Гоусаны), а в краевых зонах синклиналей и на антиклинальных поднятиях — с некоторыми признаками несогласия или на размытой поверхности более древних отложений. В районе сс. Бузовны, Маштаги и Мардакяны гюргянские отложения, как и бакинские, секутся ступенчатыми сбросами. В западной части полуострова гюргянский горизонт представлен прибрежной фацией, а на востоке — прибрежной и относительно глубоководной. Первая из них формировалась в присводовых частях антиклиналей и представлена ракушняково-песчаными образованиями с включениями гравия и галек, а вторая отлагалась в синклиналях, где накапливались глины и пески. Иногда в западной части Апшеронского полуострова (гора Бакинский ярус, горы Шихово, Патамдар, Шабандагский хребет, Гездекское плато, гора Котун и др.) эти отложения слагают террасы на различных высотных отметках, с характерной нижнехазарской фауной (Гейвандова, 1952) и нередко с окатанными массивными обломками верхнебакинских дидакн.

В Кобыстане гюргянские (нижнехазарские) отложения, как и на Апшеронском полуострове в депрессионных участках, без заметного не-

согласия перекрывают бакинский ярус и в антиклинальных зонах выступают в виде отдельных разобщенных участков, сохранившихся после абразии верхнехазарского и хвалынского морей. На вершине Малый Кянизадаг они залегают на покрове сопочной брекчии, а в юго-западной и юго-восточной частях Алятской гряды — на различных слоях продуктивной толщи и акчагыла, а местами и на сопочной брекчии. В овраге Баридаш они падают на юго-восток под углом 40—50°. В районе Дашкесана, а также на склонах грязевых вулканов Ахтарма, Тоурагай и др. они образуют террасы на высотах 70—80 м (93—108 м).

В западной части области они характеризуются прибрежной фацией, представленной галечниками, конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песками и плохо сортированными породами с прослоями глинистых и песчаных ракушнякав (Алятская гряда). В восточном направлении доминируют песчано-алевритовые и глинистые отложения. Наряду с перечисленными породами присутствуют многочисленные прослои сопочной брекчии.

В Прикуринской низменности естественные обнажения гюргянского горизонта в морской фации на западе зафиксированы в тех же пунктах, что и мингечаурский горизонт (Дуздаг, Караджа). На востоке они прослеживаются в Карамарьямском увале и Юго-Восточной Ширвани (Мишовдаг, Кюровдаг, Малый Харам). Образую террасы на высотных отметках 180—190, 125—130 и 80—90 м, они в одних случаях срезают мингечаурский горизонт (Дуздаг, Карамарьямский увал), в других врезаются в дислоцированные апшеронские и бакинские отложения (Мишовдаг, Кюровдаг). Скважинами гюргянский горизонт встречен в Халданском, Агдашском и Геокчайском районах и на разведочных площадях Юго-Восточной Ширвани. Мощность этого горизонта обычно возрастает к периферии антиклинальных складок, а к центральной части уменьшается. Максимальные значения мощности отмечены в районах Геокчая, Сараджаляра, Падара, Дайкенда. В юго-восточном направлении от последнего мощность гюргянского горизонта несколько уменьшается. Степень дислоцированности пород этого горизонта в пределах одной структурной единицы различная — большая на своде и меньшая на крыльях. В одних районах (Мишовдаг) по линии разрыва гюргянский горизонт приходит в контакт с отложениями хазарского возраста и нижнего апшерона, а в других (Хиллы) — с отложениями бакинского яруса. В западной и северо-западной частях антиклинальных структур горизонт характеризуется грубообломочными и песчано-алевритовыми породами, которым подчинены глинистые прослои. Количество последних увеличивается в депрессионных зонах и в восточном направлении. Редко встречаются мергели (Мишовдаг), известняки (Агзевир), ракушняка (Калмас, Кюровдаг).

В пределах Бакинского архипелага породы гюргянского горизонта дислоцированы слабее, чем бакинские. В них присутствует большее количество песчано-алевритового материала и отмечается наличие частых прослоев сопочной брекчии, что говорит о более интенсивной в этот период грязевулканической деятельности.

В Ленкоранском районе (в районе Порты Ильича) гюргянский горизонт характеризуется мелководной фацией, представленной песками и глинами с примесью гипса, углистого вещества и гальки. Завершается гюргянское время накоплением мощных (48 м) прибрежных песков с фауной. Западнее Ленкорани, по данным Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова (1953), в начале и конце гюргянского времени отлагались глины с подчиненным количеством песков, ракуши, гравия и гальки; последние приурочены в основном к средней части свиты, где присутствует характерная фауна.

На запад от современной береговой полосы Каспия гюргянские отложения представлены континентальной (Гасанкюджа), континентально-прибрежной (Мусакюджа), а также прибрежной (Кенгеран, Холмили, Ловаин, Машхана) фациями; здесь отлагались гравийно-галечниковые и песчано-глинистые образования с раковинным и растительным детритом и иногда гипсом (Пашалы, 1964).

В Прикаспийском районе породы гюргянского горизонта то залегают горизонтально, то слабо дислоцированы. Формировались они в прибрежных и мелководно-прибрежных условиях, образуя террасы на трех гипсометрических высотах. Первая из них на высоте 170—190 м выражена не везде отчетливо. Наилучшее выражение она получила в районе Гильгильчая, у с. Дивичибазар, в районе ст. Кызылбурун, у ст. Киязи, в районе ст. Яшма. В последнем случае ее высота около 200—230 м. Сложена эта терраса галечниковыми конгломератами, а в районе Гильгильчая в последних присутствуют прослой супесей и рыхлых песчаников. В нижней части толщи рыхлые песчаники содержат мелкую темно-серую гальку и нижнехазарскую фауну. Подстилаются они грубыми конгломератами, залегающими на абрадрованных коренных породах. Пачка галечниковых конгломератов с прослоями супесей имеет мощность 18—20 м, представляя собой пролювиально-элювиальные образования конуса выноса.

Более низкие нижнехазарские (гюргянские) террасы имеют высоту 150—160 и 125—130 м и хорошо выражены в районе Гильгильчая, Кызылбуруна, а также на участке Киязи-Яшма. Сложены они галечниковыми конгломератами (Кызылбурун) с прослоями известковистых песчаников и детритовых известняков. Мощность их изменяется от 2 м (Кызылбурун) до 20 м (Гильгильчая).

Четвертая нижнехазарская терраса в интервале высот 80—90 (108—118) м хорошо выражена между долиной Гильгильчая и ст. Кызылбурун. Южнее Гильгильчая она развита в районе Каменного карьера Бакстроя. Сложена терраса галечниковыми конгломератами. Восточнее в разрезах скважин горизонт характеризуется чередованием глин, песков и гравийно-галечникового материала. Причем содержание последнего обычно увеличивается в западном и северо-западном направлениях, откуда поступал аллювиальный материал. В ряде скважин, расположенных ближе к современной береговой линии, в песках и глинах присутствует фауна гюргянского возраста.

Верхнехазарский горизонт. Конец гюргянского времени знаменуется началом тектонических поднятий как в пределах водосборов, так и в области аккумуляции. В результате этого море отступило далеко на восток и покрыло юго-восточные части Апшеронского полуострова, Прикуриной низменности и крайнюю южную часть Ленкоранской области. В пределах образовавшегося бассейна также происходили поднятия, в результате чего на Апшеронском полуострове, Кобыстане и Прикуриной низменности сформировались структуры и рельеф, близкие к современным. Тектонические поднятия постепенно сменились опусканием, обусловившим развитие позднехазарской трансгрессии, которая по сравнению с нижней (гюргянской) была значительно меньших размеров и береговая линия на западе проходила в пределах Гекчайского района.

Наибольшее распространение отложения верхнехазарского горизонта имеют на Апшеронском полуострове, в Прикуриной низменности и Бакинском архипелаге. Характеризуются они следующей ассоциацией моллюсковой фауны: *Didacna naliivkini* W a s s., *D. delenda* B o g., *D. surachanica* A n d r u s., *D. convexa* G e j v. и др. В отличие от пород бакинского яруса и гюргянского горизонта они дислоцированы слабее и

залегают нередко с отчетливыми следами размыва на более ранних образованиях.

В западной части Апшеронского полуострова хазарские отложения характеризуются грубообломочными породами, которые в восточном направлении постепенно обогащаются ракушняковым, песчано-алевритовым и глинистым материалом. Характер контакта с подстилающими породами и их состав свидетельствуют о накоплении осадков в прибрежных условиях. К началу хазарской трансгрессии рельеф полуострова был в основном сформирован, и мелководное море, распространяясь на территорию суши, оставило многочисленные террасы на крыльях антиклиналей и синклиналей, а также внутри антиклинальных и изоклинальных долин (Бибиэйтатская, Ясамальская и Кобийская). Высотные отметки этих террас варьируют в широких пределах. Н. Ш. Ширинов (1965) к этому возрасту относит две террасы, одна из которых прослеживается на абсолютной высоте 80 м, а вторая 60 м. Сложены они в основном гравийно-галечниковым материалом и имеют мощность 2—3 м. Размещение и соотношение различных типов пород говорят о сносе материала не только с главных (Большой Кавказ), но и второстепенных источников сноса, какими являлись островные и некоторые подводные поднятия.

В Кобыстане хазарские отложения в большинстве случаев не дислоцированы, если не считать слабо дислоцированных террас на бортах долины р. Пирсаатчай. В западных участках своего распространения описываемые отложения представлены грубообломочными и песчаными образованиями, которые в восточном направлении переходят в песчано-алевритовые породы с прослоями глин.

В Прикуринской низменности, как было сказано выше, береговая линия на западе проходила в пределах Геокчайского района, иногда перемещаясь несколько западнее Агдаша. В этой области по сравнению с предыдущими хазарские отложения имеют большую мощность и содержат в синклинальных зонах большее количество глинистого материала. Естественные обнажения пород сохранились на крыльях отдельных антиклиналей (Малый Харамы, балки Нефтяная и Ямдере, Кюровдаг, Бабазанан) в виде террас, имеющих различные гипсометрические отметки и различную степень дислоцированности. В основании террас нередко залегают конгломераты, стратиграфически выше переходящие в грубозернистые рыхлые породы с хазарской фауной и ракушняк. Последний иногда (Малый Харамы) состоит из переотложений ракуши апшеронского возраста. В периклинальных частях антиклиналей и в синклинальных зонах, как это следует из разрезов скважин, мощности хазарских отложений значительно возрастают и меняется их вещественный состав. Это уже главным образом глины с подчиненным количеством прослоев алевролитов и песчаников, иногда изобилующих раковинным детритом (Мишовдаг, Бабазанан, Дайкенд, Хыдырлы, Бяндован, Кюрсанга). Встречаются единичные прослои мергелей (Мишовдаг).

В пределах Бакинского архипелага отложения хазарского возраста имеют то же распространение, что и породы бакинского и нижнехазарского времени. Углы наклона их не превышает 5—6° (банка Макарова) и только в единичных случаях углы падения составляют 10° (о-в Сара). Представлены они глинистой фацией, обогащенной от о. Булла в направлениях банки Макарова и о. Обливного песчаным и алевритовым материалом. Отмечаются единичные прослои мергелей (о. Булла). Значительное место в разрезе занимают чередующиеся с отмеченными породами образования сопочной брекчии. Южнее в Ленкоранском районе породы хазарского времени в морской фации имеют ограниченное развитие. К этому времени мы склонны отнести пачку се-

рых комковатых глин мощностью до 12 м, встреченных к югу от с. Машхан в разрезе скважины.

В Прикаспийском районе хазарские отложения в естественных обнажениях (правобережье Гильгильчая — пос. Бакстрой) характеризуются грубообломочными гравийно-галечниковыми породами. Распределение в них материала, характер слоистости свидетельствуют об отложении этих пород в морских условиях. В восточном направлении хазарские отложения характеризуются главным образом песчано-глинистыми образованиями. В этом же направлении уменьшается мощность отложений, что, с одной стороны, объясняется абразией более позднего хвалынского моря, а с другой — выпадением гравийно-галечниковых прослоев.

Из вышеизложенного следует, что наибольшее количество глинистых пород накапливалось в восточной части Прикуринской низменности и Бакинского архипелага. В западном, а также в северном и южном направлениях от этих областей отлагалось большое количество песчано-алевритового материала, который замещался грубообломочными и ракушняково-детритусовыми образованиями. Конец хазарского времени знаменуется крупной регрессией, в результате которой море отступило далеко на восток и в пределах рассматриваемых зон установился континентальный режим. К этому времени относится образование на Апшеронском полуострове (Бинагады) закированных отложений, к которым приурочены многочисленные скопления флоры и фауны млекопитающих.

Верхний плейстоцен. Хвалынский ярус. Континентальный режим сменился довольно обширной хвалынской трансгрессией, имевшей более широкое распространение, чем воды Хазарского бассейна. Наличие террас, характеризующихся различной фауной и различным гипсометрическим положением, говорит о регрессирующем перемещении береговой полосы хвалынского моря. О регрессии раннехвалынского моря и установлении континентального режима в это время свидетельствуют на Апшеронском полуострове древние песчаные дюны на высоте 50—60 м (район пос. им. Разина). Положение береговой линии позднехвалынского времени устанавливается по абразионному уступу, который прослеживается юго-восточнее Аджабеды в сторону Муганской моноклинали. В Ширванской степи море проходило восточнее Уджар и значительно южнее Карамарьямского увала, сохранив абразионные уступы.

Отложения этого возраста делятся на нижне- и верхнехвалынские горизонты и, как и ранее описанные, характеризуются уменьшением грубообломочных и песчано-алевритовых пород в восточном направлении от береговой полосы хвалынского моря. Чаше они принимают участие в сложении морских террас, более ранние из которых охарактеризованы *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis., *D. parallela* Vog., *D. cristata* Vog. и др., а более поздние — *Didacna trigonoides* (Pall.), *D. praetrigonoides* Nal. et Anis. На Апшеронском полуострове высотные отметки их меняются от +30 м (северо-запад) до —20 и —21 м (юго-восток, северо-восток), а мощность каждой террасы достигает 10 м. Дислоцированы хвалынские отложения очень слабо, редко углы падения их достигают 2—3° (Ясамальская долина, Шиховский обрыв). Формировались они главным образом в прибрежных и прибрежно-мелководных условиях и состоят в основном из песков и только в редких случаях присутствует большое количество глин, которые по простиранию изменяются и переходят в пески. Гравийно-галечниковый материал накапливался в основном в западной части полуострова (разрезы севернее Локбатанского шоссе, Шахинабахской и Ясамальской долин); иногда он образует самостоятельные прослои (Бибизйбат), а чаще гравий

и галька встречаются в виде примеси в песчаных и ракушняково-детритусовых породах или небольших карманов и линз.

В центральной части Бакинской мульды (разрезы скважин) это главным образом глины, а по периферии (Арменикенд) — это пески с прослоями глин, а иногда (Зых) с ракушкой и грубообломочными породами, глыбы которых представлены хазарскими известняками.

В Кобыстане нижнехвалынские террасы образуют серию абразионных уступов на склонах возвышенностей, примыкающих к приморской равнине. Высотные отметки их варьируют от 2 до 48 м. В пониженной части Джейранкечмесской депрессии и на склонах долин при выходе их в приморскую равнину отмечены аккумулятивные террасы нижнехвалынского возраста. Представлены хвалынские отложения в основном песчано-ракушняковыми (Отманбоздаг и прибрежная часть Юго-Восточного Кобыстана) и ракушняково-галечниковыми (от мыса Балакчи-бурна до мыса Алят) образованиями. На поверхности абразионных террас присутствуют окатанные глыбы известняков, а аккумулятивные террасы сложены суглинисто-песчаным материалом. В разрезах скважин Алятской косы они состоят из глинистых алевролитов, глин и прослоев песка.

В Прикуринской низменности хвалынское море далеко распространилось на запад, погружая под воды территорию западнее Евлаха, заливом вдаваясь в Ханабадскую синклинали, омывая Караджинскую структуру, Дюздаг и срезая южные крылья Коджашенской, Арчандагской, Геокчайской антиклиналей. Омывая Южно-Карамарьямскую структуру, хвалынское море заливом вдавалось в Караязскую синклинали, разобщающую северную и южную Карамарьямскую антиклинали. На юге оно занимало Мильскую и Муганскую степи и Юго-Восточную Ширвань.

Различный уровень стояния ранне- и позднехвалынского моря фиксируется наличием террас на различных высотных отметках. Нижнехвалынские террасы прослеживаются на высотах около 50 м (Мишовдаг, Кюровдаг, Карамарьямский увал, Караджа) и 20 (48) м. На западном склоне Мишовдага терраса представляет собой абразионную площадку, срезающую слабо дислоцированные апшеронские отложения, которая, снижаясь, переходит в аккумулятивную террасу. На юго-западном склоне Кюровдага она также абразионная. Вторая терраса тоже расположена на юго-западном склоне Кюровдага и является абразионной. Выработана она в глинах бакинского возраста. Терраса верхнехвалынского времени имеет абс. отметку $-2-0$ (26—28) м над ур. Каспия) и прослеживается вдоль подножия Мишовдага и Кюровдага, а также на склонах вулканов восточной части депрессии.

Как и подстилающие породы, хвалынские отложения здесь в пределах антиклинальных поднятий дислоцированы интенсивнее. Повторяя структуру подстилающих пород, вверх по разрезу они постепенно вышлагаживаются. Представлены они главным образом глинистой фацией. Исключение составляют разрезы, расположенные вблизи сводовых частей антиклиналей, где отложения этого возраста характеризуются песчано-алевритовыми, вплоть до грубообломочных породами (Карамарьям) и известняками-ракушняками (Малый Харамы, Агсевир, Кюровдаг, Бяндован и др.). В районе Кызылджа это глинистая литофация с прослоями песков (1—4 м). Севернее Кызылагачского залива на глубине до 100 м и по данным скважин зафиксированы немые глинистые континентальные образования, залегающие на породах гюргянского возраста.

В разрезах Бакинского архипелага породы хвалынского возраста обычно имеют почти горизонтальное залегание. В редких случаях углы

падения их достигают 3—4°. В отличие от ранее описанных областей здесь в хвалынских отложениях присутствие песчано-алевритового материала уменьшается. В Ленкоранском районе, вблизи предгорий, хвалынские отложения представлены континентальными суглинками и галечниками. Изредка встречаются прослой песка и плохо отсортированных пород. Восточнее нижнехвалынские отложения формировались в прибрежных и прибрежно-мелководных условиях и представлены глинами с прослоями песка, содержащего гравий, гальку, раковинный детрит и характерную для этого возраста фауну. Верхнехвалынские слои характеризуются чередованием прибрежно-континентальных и континентальных аллювиально-пролювиальных отложений, которые сложены неотсортированными и грубообломочными породами.

В Прикаспийском районе хвалынские отложения имеют то горизонтальное, то слабо наклонное (1—2°) залегание в сторону современного берега моря. Исключение составляет наибольшая антиклинальная складка (южнее ст. Кызылбурун), где нижнехвалынские слои сложены в флексуру (Пустовалов, 1936). Представлены они морскими и аллювиально-пролювиальными образованиями, которые наибольшее развитие получили к западу от современной полосы Каспия. Причем нижняя часть хвалынских отложений характеризуется песчаными и грубообломочными породами, в западном и северо-западном направлениях содержащимися в преобладающем количестве. В верхней части, в восточных и юго-восточных пунктах распространения в хвалынских отложениях присутствуют глинистые прослой, мощность которых иногда достигает 10—15 м. В западном и северо-западном направлениях они замещаются песчаным и гравийно-галечниковым материалом.

В долине Гильгильчая раннехвалынские террасы покрыты в основном грубообломочными образованиями в виде хорошо окатанных глыб и крупных галек. Юго-восточнее Кызылбуруна, на левом берегу Атачая, обнажается толща горизонтально залегающих желтовато-серых песчанистых глин и песков с типичной нижнехвалынской фауной. Мощность песчано-глинистых отложений 16 м, причем мощность слабо сцементированных прослоев песчаников составляет 3—5 см, а глин 10—15 см.

Южнее, в районе Килязи-Яшма, верхнехвалынская терраса сложена песками и глинами с характерной для этого возраста фауной. Более низкая терраса (11—12 м) сложена песками, содержащими гальку и ракушку верхнехвалынского горизонта. В разрезах скважин хвалынские отложения представлены в морской и прибрежно-континентальной фациях. Последняя развивается в западном направлении территории, где количество глинистых пород уменьшается. Кроме того, грубообломочные породы чаще присутствуют в нижней половине хвалынских отложений, где они образуют в некоторых случаях монотонные пачки или чередуются с глинами.

Голоцен. Новокаспийский горизонт. Отложения этого возраста делится на нижне- и верхненовокаспийские слои. Первые из них на Апшеронском полуострове прослеживаются вдоль побережья Каспия, образуя полосу шириной до 300 м береговых валов и аккумулятивных террас высотой до —22 (6) м. Представлены они глинистыми и раковинными песками с галькой и гравием, слабо сцементированными ракушняками и галечниками. По северному побережью это главным образом раковинные пески и ракуша. Характеризуются они довольно богатой в видовом отношении моллюсковой фауной: *Cardium edule* Linne, *Didacna trigonoides* (Pall.), *D. crassa* (Eichw.), *D. pyramidata* (Grimm), *D. baeri* (Grimm) и др.

В Кобыстане ширина распространения новокаспийских осадков не превышает 10—15 м; они формируют береговой вал на высоте —22 (6) м

и несколько более низких береговых валов и представлены суглинками и песчано-ракушняковыми отложениями.

В Куринской депрессии граница распространения новокаспийских отложений ограничена изогипсой —21(7) м. Севернее устья Куры эти отложения представлены морскими глинистыми песками, а в Сальянской и восточной части Муганской степи — аллювиальной и озерно-аллювиальной фациями. Южнее в Ленкоранской низменности береговая линия новокаспийского моря выражена береговым валом с отметкой —21(7) м, который в 2 км севернее с. Арчевань имеет отметку —19(9) м, а севернее с. Большой Шах-Агач —20(8) м. Поверхность между береговым валом и берегом моря представляет собой новокаспийскую террасу, ширина которой местами достигает 1 км, а высота 4—6 м над уровнем Каспия. В этой зоне новокаспийские отложения представлены континентально-прибрежным и прибрежным песчано-ракушняковым материалом, в котором отмечаются прослойки неотсортированных, реже глинистых пород и остатки растений, галек, костей животных и гравия; мощность 3—5 м, а в разрезе скважины, пробуренной в окрестностях г. Ленкорани, 25 м (Пашалы, 1964).

В Прикаспийском районе эти отложения ограничены той же изогипсой, что и в предыдущих. В полосе максимального распространения их (между Яшмой и Советабодом) они представлены прибрежными средне- и крупнозернистыми ракушняково-детритусовыми песками с ракушей и включениями гравия и плоской, реже округлой гальки.

Верхненовокаспийские слои развиты в Азербайджане в пределах пляжа Каспийского моря, и они наряду с фауной, встречающейся в новокаспийских отложениях, характеризуются присутствием *Mytilaster lineatus* Gmel. и *Balanus improvisus* Darw. На Апшеронском полуострове верхненовокаспийские отложения образуют низкий пляж и не поднимаются выше 1,5—2 м над уровнем Каспия. На этой высоте обычно прослеживается береговой вал, который сложен песчано-ракушняковым материалом. Южнее Апшеронского полуострова, в пределах Кобыстанского побережья, верхненовокаспийские слои прослеживаются до мыса Алят ниже берегового вала, имеющего высоту до 2 м над уровнем моря. Отличаются они от синхронных осадков Апшеронского полуострова присутствием наряду с песчано-раковинным и суглинистого материала. В пределах побережья Куринской депрессии, а также Ленкоранского и Прикаспийского районов эти отложения прослеживаются в зоне пляжа и представлены песчано-раковинными образованиями.

Континентальные отложения

Континентальные отложения четвертичной системы наибольшее распространение имеют в пределах северного и южного бортов межгорной впадины и в передовом прогибе азербайджанской части Большого Кавказа. Меньше они развиты на юго-восточном погружении Большого Кавказа и в предгорной части Талыша. Представлены континентальные отложения делювиально-пролювиально-аллювиальными, аллювиально-флювиогляциальными, озерными и золовым фациями. Значительное участие они принимают в сложении речных террас четвертичного возраста.

На юго-восточном погружении Большого Кавказа, в пределах Апшеронского полуострова, к континентальной фации антропогена относятся озерные закированные отложения (в районе Бинагадов известные как Бинагадинское кладбище антропогеновой фауны). Они представлены в нижней и верхней частях песками, пропитанными нефтью и содержащими раковинный детрит, скопления флоры, кости животных и птиц,

а в средней части — прослоем кира. В последнем также присутствуют остатки птиц, а также жуки и травянистые растения. Перекрываются эти отложения делювиальными суглинками и имеют мощность до 3 м. Отложения по времени образования относятся к послехазарской регрессии (до начала хвалынской трансгрессии). Подстилаются они верхнехазарскими морскими отложениями с *Didacna surachanica* Apd g us. и перекрываются песками с раннехвалынской фауной и делювиальными суглинками.

К континентальным образованиям на Апшеронском полуострове относится также эоловая фация антропогена, которая представлена древними песчаными дюнами на высоте 50—60 м с почвенным и растительным покровом. Вблизи пос. им. Разина, как указывает Н. Ш. Ширинов (1965), «эпими дюнами погребена береговая линия высотой 50 м, где обнажаются прибрежные морские осадки с нижнехвалынской фауной». Образовались эти песчаные дюны после регрессии раннехвалынского моря и до начала трансгрессии верхнехвалынского моря.

В Кобыстане четвертичные континентальные отложения представлены главным образом в делювиально-пролювиально-аллювиальной фации и они в основном принимают участие в сложении речных террас.

В межгорной Куринской впадине четвертичные континентальные отложения представлены делювиально-пролювиально-аллювиальной и озерной фациями. Наибольшее развитие они имеют по северному борту Куринской депрессии в Аджиноуре, прослеживаются от Гердыманчая на востоке до Алазани на западе и имеют мощность до 1200 м. Эти мощные отложения известны под названием ивановской и уштальской свит, условно сопоставляемых с отложениями бакинского, гюргянского и хазарского (верхнехазарского) возраста. Присутствие в этих отложениях прослоев вулканических пеплов, идентичных пеплам в различных стратиграфических единицах антропогена морской фации, позволило произвести расчленение пролювиально-аллювиальных толщ Аджиноура и сопоставить их с морскими разностями. Судя по особенностям распространения четвертичных отложений и их состава, Аджиноурская зона к началу бакинского времени представляла собой подгорную наклонную равнину, в южной части которой проходила береговая линия бакинского моря, а севернее отлагались пролювиально-аллювиальные породы.

Континентальные аналоги бакинского горизонта в Аджиноуре прослеживаются с востока на запад в Коджашен-Геокчайской и Аджиноур-Хошавандской складчатых зонах, где представлены породами так называемой нижеуштальской свиты.

В полосе крайне северной Дашюз-Амирванской антиклинальной зоны Аджиноура бакинскому ярусу соответствует нижняя, меньшая по мощности, часть ивановской свиты. В ней наряду с галечниками присутствует значительное количество суглинков, что отличает ее от залегающих выше валунно-галечниковых образований верхней части ивановской свиты и от нижележащих преимущественно песчано-глинистых отложений апшеронского яруса. Тектоника бакинских отложений резко отличается от тектоники подстилающих пород. В большинстве случаев удается наблюдать, как интенсивно дислоцированные апшеронские (Коджашен-Геокчайская складчатая зона) и акчагыльские (Дашюз-Амирванская складчатая зона) отложения покрываются более спокойно залегающими породами бакинского возраста. Углы падения на северных крыльях антиклиналей обычно положе, чем на южных.

Континентальные аналоги гюргянского горизонта (нижний хазар) в Аджиноуре также имеют широкое развитие. Они прослеживаются как в южной (Коджашен-Геокчайская и Аджиноур-Хошавандская), так и

в северной (Дашюз-Амирванская) антиклинальных зонах, принимая участие в строении синклиналей или слагая крылья антиклинальных структур. По сравнению с подстилающими отложениями они дислоцированы слабее, при этом углы падения на северных крыльях положе (до 20°), чем на южных (до $30-35^\circ$). Кроме того, породы этого возраста принимают участие и в дизъюнктивных дислокациях, в результате чего в отдельных структурах (Чайкаракоюнлинская антиклиналь) породы бакинского яруса северного крыла приходят в контакт с гюрджанскими отложениями южного крыла (Ширинов и Баженов, 1962).

Наилучшие обнажения пород гюрджанского возраста прослеживаются в долинах рек Девебатанчай, Турианчай, Алджигончай и на северных склонах хребтов Дашюз, Амирван, Буринцвалдаг, Коджашен, Караджа. К породам этого возраста здесь относится так называемая верхнеушталская свита. Характерные разрезы последней и ее соотношение с нижнеушталской свитой наблюдаются вдоль склонов Девебатанчая на обрывах Ивановского плато. Как и породы бакинского яруса, гюрджанские отложения в северном направлении обогащаются грубообломочным материалом, состав которого по простиранию меняется также в зависимости от состава размываемых на водосборах пород. В отличие от пород бакинского яруса они содержат большое количество грубообломочных пород и представлены галечниковыми конгломератами с прослоями песчаных и плохо сортированных образований, в которых встречается наземная фауна (*Helix*).

В ряде разрезов (Молла-Исахлы, Турианчай, Уштал) отмечается присутствие вулканических пеплов, сопоставление которых с вулканическими тephлами в фаунистически охарактеризованных отложениях гюрджанского горизонта морской фации позволило с уверенностью датировать возраст континентальной фации рассматриваемых отложений.

Континентальные аналоги верхнехазарского горизонта пролювиально-аллювиальной фации в Аджиноуре имеют широкое распространение главным образом в восточной части. Они принимают участие в строении Караджа-Карамарьямской и Аджиноур-Хошавандской антиклинальных зон. Кроме того, они слагают южный борт Кюрдмашинской синклинали, а в междуречье Девабатана и Геокчая выполняют Арешскую мульду. Дислоцированы они слабее, чем подстилающие породы бакинского и гюрджанского возраста, причем эта дислоцированность на северных крыльях меньше ($4-5^\circ$), чем на южных ($15-16^\circ$, Карамарьямская антиклиналь). Представлены они в северной системе складок галечниками с подчиненными прослоями песчаников, суглинков и глин, а в южной — глинами, суглинками и песчаниками с подчиненными прослоями галечников и конгломератов. Количество грубообломочных пород в обоих случаях возрастает к antecedentным долинам вследствие приноса его antecedentными реками.

Хвалынские пролювиально-аллювиальные отложения в Аджиноуре описываются как покровные суглинки (Гаврилов, 1953), лучшие обнажения которых прослеживаются в обрывах южных склонов Арчандага и Боздага. Приурочены они чаще к впадинам древнего рельефа и отсутствуют в повышенных участках. Мощность их изменяется от 0 до 10—15 м, а в некоторых пунктах Арчандага и Боздага до 30—40 м. Непрерывные обнажения этих пород наблюдаются по рекам Турианчай и Карасу, выше с. Савалан. Ниже этого селения по Турианчаю покровные суглинки приурочены к северным склонам многочисленных хребтов; реже встречаются по склонам долины Алджигончая. Залегают они в синклиналих обычно согласно на континентальных аналогах хазарского горизонта, а по бортам структур с небольшим несогласием (до 2° -- около с. Савалан), возрастающим по восстанию пластов. Суглинки

обычно однородны, желто-бурого и красно-бурого цвета. Иногда они записаны и в редких случаях содержат линзы гравия.

В азербайджанской части Малого Кавказа континентальная фация антропогена значительным развитием пользуется в пределах Предмалокавказского краевого прогиба и в Нижне-Араксинской депрессии. Наряду с этим она встречается в виде террас на различных гипсометрических отметках в речных долинах как по внешней, так и по внутренней части Малокавказского нагорья.

В Предмалокавказском краевоm прогибе, вдоль пониженной полосы его, а именно в междуречье Ниджасу и Дзегамчая (Кировабад-Казахская наклонная равнина) континентальные аналоги бакинского горизонта (разрезы Ашага-Аиплы, Хатынлы, Юхары-Оксюзлы) представлены преимущественно грубообломочными породами, которым подчинены неотсортированные разности (суглинки и хлидолиты). Количество последних в разрезах междуречья Дзегамчая и Таузчая (Ашага-Аиплы) и Таузчая и Гасансу (Хатынлы) увеличивается за счет значительного уменьшения прослоев грубообломочных пород. В разрезе Ашага-Аиплы присутствует прослой вулканического пепла, аналогичного пеплам морской фации бакинского горизонта Юго-Восточной Ширвани. Мощность континентальных отложений этого горизонта в пределах Кировабад-Казахской наклонной равнины меняется от 115 м в разрезе скважин (Ниджасу) до 40 м в разрезе района Ашага-Аиплы. Далее на восток вдоль краевой зоны Предмалокавказского прогиба четвертичные отложения вскрыты рядом скважин. Представлены они по северному краю прогиба глинами, которым подчинены галечники. Последние становятся доминирующим членом разреза в скважинах, пробуренных у южной границы прогиба. В этом же направлении увеличивается размер галек. Они состоят в основном из изверженных пород. Залегают описываемые породы на отложениях среднего и верхнего апшерона, а при движении на юг — ближе к предгорьям — на породах акчагыла и мела. Мощность их местами (Агдамский район) достигает 240 м.

В восточной части Предмалокавказского прогиба отложения рассматриваемого возраста прослеживаются и на западе Мильской степи (Ждановский район). К ним относятся недислоцированные верхи континентальной толщи, которая слагает наклонную равнину, изрезанную сетью речных долин, оврагов и балок. От более молодых отложений эта толща отделяется по геоморфологическим элементам, а именно по уступу, отграничивающему расчлененный участок от плоской наклонной равнины. Эта толща заливообразно вдается в предгорья и образует в них террасу на высоте 60 м с сильно расчлененным рельефом. В сложении террасы принимают участие аллювиальные (галечники, пески) и делювиально-пролювиальные (суглинки, щебень) образования. В пределах равнины терраса переходит в расчлененную поверхность конусов выноса, привершинная часть которых на Приараксинской наклонной равнине сложена галечниками, а в Мильской степи преимущественно суглинками. К периферии конусов галечники встречаются и в периферийной полосе Приараксинской равнины. Мощность толщи 25—30 м.

Между станциями Махмудлу и Дашбурун отложения акчагыла перекрыты континентальной толщей, нижняя часть которой дислоцирована и относится к апшеронскому ярусу, а залегающая на ней недислоцированная толща имеет четвертичный возраст. В литературе эти толщи известны как араксинская свита. Севернее р. Кенделанчай породы этого возраста встречены как в обнажениях, так и в разрезах скважин.

Континентальные аналоги гюргянского горизонта в пределах Предмалокавказского прогиба на западе отмечены в тех же разрезах (Аша-

га-Аиплы, Хатынлы, Ниджасу, Окюзлу), что и аналоги бакинского яруса. От последних они отличаются присутствием большого количества грубообломочного и песчано-алевритового материала. Мощность их в районе Ниджасу 90 м, а в Хатынлы и Ашага-Аиплы до 50 м. Восточнее, в междуречье Шамхорчай и Гянджачая, гюргянские отложения, как и бакинские, вскрыты скважинами (Даляр, Ковлярсары) разведочного бурения, но они также выделены условно. В разрезах ближе к предгорьям в них преобладают грубообломочные породы, к северному краю прогиба — суглинки. В междуречье Гянджачая и Тертера вдоль пониженной полосы краевого прогиба к гюргянским отложениям предположительно относятся галечники и конгломераты. В пределах небольшой части предгорья внешний край толщи террасирован (Шихалибейли, 1964₂). В юго-восточном направлении мощность толщи уменьшается. В разрезах скважин континентальные аналоги гюргянских отложений пройдены в тех же районах, что и бакинские. В междуречье Каркарчая и Кенделанчая эти отложения образуют плосковолнистую равнину, ограниченную с запада равниной нижнечетвертичного возраста, а на востоке уступом на уровне нулевой горизонтали. Представлены они суглинками и глинами с подчиненными прослоями супесей. Мощность их условно определяется в 20—30 м. В сторону аллювиальной низменности они переходят в глины и песчаники морского генезиса и их мощность по данным бурения достигает 150 м.

Континентальные аналоги верхнехазарского горизонта прослеживаются в древних конусах выноса р. Тертер, где они представлены галечниками мощностью до 180—200 м. В западной части Предмалокавказского прогиба хазарские отложения отсутствуют, так как эта зона в хазарское время представляла собой область денудации, а не аккумуляции.

Континентальные аналоги хвалынского яруса в пределах Малокавказского прогиба широко развиты в междуречье Гянджачая и Ниджасу (Кировабад-Казахская наклонная равнина), где мощность их не превышает 10 м. У выхода таких рек, как Акстафачай, Гасансу, Дзегамчай и Джагирчай, на равнину хвалынские конусы выноса выработаны в конусах выноса гюргянского возраста. Севернее хвалынские конусы выноса расширяются и образуют плащеобразный покров на отложениях гюргянского возраста. Литологически они представлены галечниками, суглинками и супесями мощностью 6—8 м. Плащеобразный покров отложений хвалынского возраста прослеживается на восток вплоть до р. Тертер, где их мощность достигает 15 м и они представлены глинами и прослойками супеси с примесью гравия и гальки, и валунно-галечниковыми отложениями с песчано-гравийным заполнителем.

В Араксинском наложенном синклинии хвалынские отложения представлены аллювием р. Аракса и его притоков, аллювиально-пролювиальными образованиями конуса выноса р. Аракса и пролювием долин временных потоков. Привершинная часть конуса выноса и широкая полоса, прилегающая к реке, сложены галечниками с маломощным покровом суглинка (2—3 м). С удалением к периферии конуса выноса галечники замещаются супесями и суглинками. Мощность отложений конуса выноса р. Аракса по данным буровых скважин достигает 30 м. Под ними лежат более древние четвертичные отложения морского генезиса.

В Ленкоранской области континентальные отложения антропогена приурочены главным образом к террасам речных долин. Кроме того к ним относятся покровные суглинки в зоне Алашар-Буроварского хребта и лёссовидные суглинки в разрезах реликтовых скважин у северо-восточных подножий. Залегают лёссовидные суглинки на глубине 3—

4 м, характеризуются бурой окраской и имеют мощность 12—13 м. По возрасту обе разности суглинков являются хазарскими.

В передовом прогибе азербайджанской части Большого Кавказа из континентальных отложений антропогена развиты породы хазарского и хвалынского ярусов. Континентальные аналоги хазарского горизонта представлены пролювиально-аллювиально-флювиогляциальной и пролювиально-аллювиальной фациями. Они прослеживаются в Кусарской наклонной равнине, которая занимает значительную территорию между р. Самур на северо-западе и р. Кудиалчай на юго-востоке. Они представлены мощной толщей галечников с редкими и сравнительно маломощными прослоями глин и суглинков, именуемой кусарской свитой. Самые верхи последней — покровный галечник мощностью до 8 м и покрывающие их желтые суглинки мощностью от 1 до 15 м — являются более молодыми и, по А. Л. Рейнгарду, относятся к хазарскому возрасту.

В желтом покровном суглинке отмечается наличие 3—4 прослоев погребенной почвы. Галечники в районах Кусарской наклонной равнины, прилегающих к району Главного (водораздельного) и Бокового хребтов, подвергшихся древнему оледенению (верховья Кусарчая, Кудиалчая, истоки Вельвеличай), имеют смешанное пролювиально-аллювиально-флювиогляциальное происхождение. В северо-восточном направлении галечники постепенно переходят в пролювиально-аллювиальные разности.

Континентальные аналоги хвалынского яруса представлены аллювиальной фацией, которая развита в Прикаспийской низменности между реками Самур и Гильгильчай, севернее площади распространения вышеописанных отложений хазарского возраста. К юго-западу они представлены в преобладающем количестве галечниками, которые в северо-восточном направлении, т. е. к морю, постепенно замещаются суглинками и глинами.

Озерные отложения по возрасту относятся к породам нижнехазарского (гюргянского) горизонта. Они развиты в западной части межгорной впадины в пределах Кировабад-Казахской наклонной равнины, где прослеживаются прерывистой полосой вдоль правого берега р. Куры, начиная от р. Акстафачай на востоке до устья р. Храмы на западе. Видимо, временами здесь возникали аллювиальные проточные озера, где происходила седиментация осадков и развивалась пресноводная фауна. Наилучшие обнажения этих отложений развиты в районе с. Ашага-Аиплы, южнее с. Шихлы. Представлены они чередованием суглинков, песчаников и глин с прослоями галечников общей мощностью до 60 м. В них присутствуют крупные створки *Unio* sp. Аналогичные отложения, но на значительно меньшей площади развиты и в районе оз. Джандаргель.

Речные террасы антропогена наибольшим распространением пользуются в азербайджанской части Большого Кавказа и в передовом прогибе последнего. Детальное описание их приводится в работах Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберга и Б. А. Будагова (1961), Д. А. Лилиенберга (1962), Б. А. Будагова (1963), Б. Г. Векилова (1958) и др. Ими были изучены террасы крупных рек северного склона Юго-Восточного Кавказа (Вельвеличай, Гильгильчай, Атачай, Дивичай и др.) и отмечено наиболее полное развитие террас при выходе рек из предгорий в Прикаспийскую низменность. В долинах рек Сумгаит, Тугчай, Атачай, Гильгильчай, Тахтакерпи, Шабранчай, Кудиалчай выделяется до 13 более или менее отчетливо выраженных аккумулятивных и эрозионных террас. Возраст террас определен путем увязки с фаунистически охарактеризованными морскими террасами. В результате установлено, что I и II речные террасы имеют новокаспийский возраст, III и IV, V и VI — соот-

ветственно ниже- и верхнехвалынский, VII — верхнехазарский, VIII — XI — нижнехазарский — гюргянский, XII — мингечаурский, XIII — верхнебакинский.

Аккумулятивные речные террасы сложены в основном суглинками, песками и галькой, состоящими из плотных окатанных песчаников, известняков и сланцев более древних отложений Юго-Восточного Кавказа. На высоких террасах аллювий сохранился редко. Здесь отмечаются галечные и валунно-галечные образования древней гидрографической сети. Галечники, слагающие низкие и средние террасы, в среднем течении рек аллювиальные, а в нижнем у выхода из предгорий — аллювиально-пролювиальные (Кусарская наклонная равнина). В верховьях речных долин (Кусарчай, Кудиялчай, истоки Вельвеличая) галечники смешанного аллювиально-пролювиального, частью аллювиально-флювиогляциально-пролювиального происхождения.

В верховьях р. Шахнабадчай, в котловине Шахдюзю, отложения представлены слоистой массой тончайших обломков сланцев и имеют озерноледниково-пролювиальный генезис. В Руставской котловине по р. Чагаджукчай мощные суглинки залегают на галечниках и имеют аллювиально-пролювиально-делювиальное происхождение, а в Халтанской котловине на цоколе коренных пород залегают озерно-ледниковые песчаные отложения.

В пределах р. Самур П. В. Федоров выделяет пять террас и, сопоставляя их с морскими террасами, к новокаспийскому времени относит пойму р. Самур, возвышающуюся на 1—1,5 м. I терраса, возвышающаяся над урезом воды на 3 м, соответствует позднехвалынскому, а II терраса, имеющая высоту 7 м (район с. Джебель), относится к раннехвалынскому времени. III терраса, имеющая высоту 27 м (район с. Гильяр), хорошо выражена по обоим берегам долины, образует широкие поверхности и относится к нижнему хазару. IV терраса располагается на высоте 57—58 м (район с. Койсун) над тальвегом и хорошо сопоставляется с морской нижнехазарской террасой, а V, самая высокая (80 м) над урезом воды, — с верхнебакинской.

Речные террасы юго-восточного погружения Большого Кавказа изучены в пределах Кобыстана (Лиленберг, 1962). Здесь охарактеризованы террасы рек Чикильчай, Козлучай, Джейранкечмесса, Пирсагата и др. Наиболее высокая XIV терраса (225—245 м) развита в долине р. Чикильчай и по возрасту сопоставляется с верхнебакинской морской террасой. XIII, XII, XI и X террасы имеют большое распространение и наилучше выражены в долине р. Джейранкечмес у сс. Даракенд и Маразлы. Они прослеживаются соответственно на высотах 180—200, 150—160, 110—125 и до 100 м и являются раннехазарскими.

К верхнему хазару относится одна, IX терраса, которая прослеживается почти во всех долинах исследуемых рек на высоте 75—80 м. Наилучшее выражение все описанные террасы имеют в долине р. Пирсагатай.

Хвалынские террасы, как и в предыдущих областях, делятся на ниже- и верхнехвалынские. К первым из них относятся террасы с VII по VI включительно, которые прослеживаются на высотах 50—55, 40—45 и 30—35 м. Вторые, т. е. верхнехвалынские, три террасы (с V по III включительно) имеют высоты 20—25, 15—18 и 9—12 м. Исключительное развитие почти во всех долинах рек имеет III нижнехвалынская терраса. II терраса (5—7 м) является нижненовокаспийской, а I (1,5—2 м) — верхненовокаспийской. Они довольно хорошо выражены во всех отмеченных речных долинах.

Рассмотренные террасы являются аккумулятивными и аккумулятивно-эрозионными. Сложены они аллювиально-пролювиальными образованиями.

Реки южного склона Большого Кавказа (Белбюкчанчай, Кишчай, Халхалчай, Филиличай, Дамирапаранчай, а также Вандамчай, Шинчай и др.) детально изучены Б. А. Будаговым (1963) и дано их сопоставление с террасами морского генезиса.

Первые три террасы на высотах 0,5—2, 6—8 и 10—15 м имеют широкое распространение и являются новокаспийскими. Они в основном аккумулятивные. Аккумулятивно-эрозионные террасы встречаются в среднем и особенно в верхнем течении рек. Сложены они преимущественно селевыми накоплениями в виде щебня и валунов; мощность их иногда достигает 20 м (левый берег р. Козлудере — левого притока р. Шинчай).

Террасы от IV до VII включительно, образовавшиеся в хвалынского время, являются в основном аккумулятивными и в их разрезах хорошо прослеживаются селевые отложения. Более высокие хазарские и бакинские террасы следует считать в основном эрозионно-аккумулятивными и эрозионными. Мощность аллювиальных отложений редко достигает 100 м.

Выше террасы в 240—250 м встречаются главным образом эрозионные уровни. Наиболее распространенными являются эрозионные уровни с относительной высотой 300, 500 и 700 м (бассейны рек Кишчай, Дамирапаранчай, Вандамчай, верховья рек Геокчай, Халхалачай и др.). Эрозионный врез 300 м Б. А. Будагов относит к верхнебакинскому времени, 500 м — к нижнебакинскому, а 700 м — к верхнему апшерону.

Террасы рек предгорий южного склона Большого Кавказа исследованы Н. Д. Думитрашко, Д. А. Лилиенбергом, М. Д. Гавриловым и др. Наиболее восточными реками являются Ахсу и Гирдыманчай, в которых насчитывается до 12 террас, имеющих наилучшее выражение в долине последней при выходе ее в Курискую низменность. Сопоставляя эти террасы с относительными высотами морских террас, авторы считают, что I и II образовались в новокаспийское, III и IV в позднехвалынского, а V и VI в раннехвалынского время. VII терраса относится к верхнему хазару, с VIII по XI — к нижнему (гюргяны), а XII — к верхнебакинскому времени. Из них наиболее широкое распространение имеют новокаспийские и хвалынские террасы. Что касается более древних, то степень их распространения обратно пропорциональна их возрасту.

Три нижние террасы сложены в основном галечниками, иногда с примесью песчаного и суглинистого материала. Выше галечников залегают суглинки различной мощности. В верхних террасах отмечаются галечниковые и валунно-галечниковые образования, причем они аллювиально-пролювиальные, частью, как и в террасах вышеописанных рек северо-восточного склона Большого Кавказа, аллювиально-флювиогляциальные. Галечники нижних и средних террас аллювиальные.

Западнее р. Гирдыманчай речные террасы изучены в пределах Аджиноура. Последние обычно полнее развиты и лучше сохранились в северных участках антецедентных долин, в прорывах Амирванского хребта. Так, например, в верховьях Девабатана насчитываются четыре террасы высотой 5, 18—20, 40—45 и 70—80 м, а в низовьях одна в 8 м. В верховьях Геокчая пять террас — 2—3, 12—15, 40 (?), 50—55 м, а в низовьях сохранились I (2—3 м), III (25 м) и V (60 м) террасы. На Турианчае в пределах прорыва Амирванского хребта прослеживаются три террасы: I (1,5—2 м), II (5—7 м) и III (25 м). На пересечении Турианчаем Арешской мульды III терраса имеет высоту 20 м и покрыта слоем красно-бурого покровного суглинка. Ниже по течению эта терраса исчезает. В верховьях Алджигончая насчитываются четыре террасы в каньо-

не, прорезающем Амирванский хребет. I надпойменная терраса в 2—3 м сложена галечниками и суглинками, II высотой до 5 м имеет ширину 100—200 м и сложена галечниками мощностью до 1,5—2 м. III терраса достигает высоты 10—12 м, срезает пласты ачкагельских пород и ложится на них слоем галечника мощностью до 4 м. IV терраса имеет наибольшую высоту (45—50 м) и протягивается в основном на правом берегу, почти на всем протяжении Амирванского участка. Вверх по течению терраса сливается с поверхностью Алазань-Агричайской наклонной равнины. На выходе из Амирванского хребта в ущелье террасы отсутствуют, за исключением I надпойменной. Ниже по течению также отмечается только I надпойменная терраса высотой 2—3 м. Если исходить из высотных отметок, то I и в отдельных долинах (Алджигончая и Турянчая) II террасы относятся к новокаспийскому возрасту, остальные, за исключением IV террасы Девабатана (возможно, верхнехазарской), относятся к террасам ниже- и верхнехвалынского возраста.

Такие реки, как Алазань, Иори и Западный Агричай, характеризуются наличием хорошо выраженных террас в нижнем течении. Лучше всего террасы представлены в долине Алазани, I терраса высотой 4 м на левом берегу реки достигает ширины 1—2 км, а на правом 300 м. Сложена она мелко- и тонкозернистыми илистыми песками. II терраса имеет высоту 12—15 м и ширину 200 м. Развита она вдоль правого, более высокого берега и сложена суглинками с прослоями песков и галечников. III терраса высотой 20—25 м совпадает с поверхностью Алазань-Агричайской наклонной равнины и сложена суглинками с тонкими прослоями глин и песков, с линзами мелкого галечника. I терраса по возрасту является новокаспийской, а II и III верхнехвалынскими. Все три террасы вверх по течению понижаются, две нижние, выклиниваясь, исчезают.

В антецедентной долине, образованной на участке пропила Алазанью Ширако-Аджиноурской возвышенности и представляющей собой ущелье, встречаются небольшие обрывки, главным образом II и III террас. При выходе реки из ущелья на склонах долины наблюдается I терраса высотой 3—4 м, а II появляется только в 1 км ниже по течению реки на высоте 6 м. В устье Алазани она сливается со II террасой Куры. Обе террасы аккумулятивные, сложены суглинками с линзами галечника. III терраса цокольная, имеет галечниковый покров мощностью 2 м и в виде площадки развита на правом склоне долины в ущелье на высоте 40—45 м. IV терраса тоже цокольная и имеет тот же, что и III терраса, галечниковый покров. Прослеживается она в виде островков на обоих склонах ущелья на высоте 60—70 м над рекой.

В пределах Азербайджанской части Малого Кавказа сохранность речных террас значительно хуже, чем на территории Большого Кавказа. Нередко они отсутствуют вообще или сохранились на отдельных участках. Изучение террас западнее р. Тертер, в долинах правых притоков р. Куры (Таузчай, Дзегамчай, Гянджачай и др.), а также в бассейнах рек Тертер, Кенделанчай, Акера и Аракс позволило Н. В. Думитрашко, Б. А. Антонову, Э. Ш. Шихалибейли кроме надпойменной террасы выделить еще восемь террасовых поверхностей с высотными отметками 2—2,5; 4—8; 18—26; 35—45; 60—80; 75—106; 160—180 и 180 м. При этом первые две террасы относятся к голоцену (новокаспийский горизонт), III и IV — к хвалынскому времени, V и VI — к хазарскому, VII — к гюргянскому, а VIII — к нижнечетвертичному, т. е. к бакинскому ярусу.

В большинстве случаев они аккумулятивные, более высокие иногда представляют собой эрозионные уступы, а нижние в отдельных случаях имеют цокольное строение. Сложены террасы гравийно-галечниковым материалом, прослаиваемым суглинками, супесью, глинами. Мощность их достигает 20—25 м (II и III террасы р. Аракса).

В Ленкоранской области террасы бакинского и гюргянского возраста отмечены Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовым в среднем течении и ближе к верховьям р. Виляжчай. Прослеживаются они небольшими клочками по левому склону последней на высоте 75—80 м над дном долины и представлены аллювиальными галечниками мощностью до 3—4 м. Террасы хазарского возраста развиты в среднем течении долины р. Кянджабарю (у сс. Несли и Говери) на высоте 50—60 м над дном последней. Как и более древние террасы, они сложены аллювиальными галечниками. К хвалынскому времени относятся три террасы в долине р. Геоктепе; высота самой высокой из них над тальвегом 8—10 м. Три низкие террасы в долине Болгарчая, отличающиеся по высотным отметкам на 2—3 м, также относятся к хвалынскому времени.

Ледниковые образования в пределах Азербайджана имеют ограниченное развитие и они чаще встречаются на Большом Кавказе. При этом большим распространением пользуются не ледниковые отложения, а ледниковые формы рельефа, которые представлены карами, цирками, отрогами, моренами.

На Большом Кавказе ледниковые образования исследовались А. Л. Рейнгардом (1936), Э. Ш. Шихалибейли (1956), В. Е. Хаиным (1937), Б. А. Антоновым (1955). Среди последних следует отметить работы Н. В. Думитрашко и Б. А. Будагова (1958). В пределах этой области следы оледенений развиты главным образом в приводораздельной части Главного хребта на его северном склоне.

Наиболее распространенной формой проявления оледенений являются кары, располагающиеся на одном или нескольких уровнях. Некоторые кары когда-то представляли собой озера и в них сейчас сохранились озерные отложения (левый склон долины Гавданвац). Э. Ш. Шихалибейли (1956) указывает на присутствие озер ледникового генезиса на перевале в районах Сеидюрт, Халаха и Ахбулаг.

Морены также имеют различные абсолютные высоты (1600—2700 м) и сложены крупными валунами. Три крупные конечные морены и одна небольшая, худшей сохранности развиты в долине Шахнабадчая (между узким отрогом горы Кызылкая и восточным окончанием Шахдага). Н. В. Думитрашко и Б. А. Будагов (1958) считают, что шахдагское оледенение имеет три стадии отступления. К первой из них относятся конечные морены у с. Леза и на равнине Шахдюзи. Более юные стадии древнего, а также современные оледенения отмечены в долинах притоков р. Шахнабадчай (кары в долинах рек Гавданвац и Арагикам) и в ряде мелких речек и ручьев на склонах массива Шахдаг и вершин Туфан и Базардюзи.

Ко второй стадии отступления Шахдагского ледника Н. В. Думитрашко и Б. А. Будагов (1958) относят флювиогляциальные террасы, развитые в долине р. Шахнабадчай выше конечной морены, расположенной между горой Шахдаг и плато Кызылкая и также выше слияния рек Ятыгдере и Арагикам. В отложениях конечной морены врезана терраса высотой 22—24 м. К третьей стадии оледенения относятся морены, расположенные на горе Шахдаг на перевале Восточный Салавар. В них врезана терраса высотой 6—8 м. Учитывая, что последние террасы являются нижневокаспийскими, а террасы высотой 22—24 и 70 м (соответствующие второй и первой фазам Шахнабадского ледника) верхнехвалынскими и верхнехазарскими, верхнечетвертичный возраст Шахнабадского ледника является обоснованным.

На Малом Кавказе ледниковые отложения изучались К. Н. Паффенгольцем, а также Б. А. Клопотовским (1942), Л. Н. Леонтьевым (1946), Л. А. Варданянцем (1948), Н. В. Думитрашко (1949) и др. К числу последних относятся работы Э. Ш. Шихалибейли (1964₂). Лед-

никовые отложения в пределах восточной части Малого Кавказа сохранены лишь на северных склонах высоко приподнятых хребтов, в то время как ледниковые формы рельефа имеют большое распространение и представлены карами, трогами и плечами последних. Лестница каровых озер встречена в верховьях р. Балакюрюкчай в приводораздельной части Мровдагского хребта по тропе Ителы на высотах от 2800 до 3200 м. Ледниковые отложения вокруг этих озер представлены измененным щебнем. Каровые озера, троги, ложбины, выровненные склоны отмечаются на южном склоне хребта в районах, тяготеющих к вершине горы Гямыш. Обширное поле ледниковых отложений выполняет дно троговой долины на перевале Гынчых между вершинами горы Гямыш. Конечные морены прослеживаются в верховьях р. Тоурагачай в районе ледникового оз. Карагель, которые они подпруживают, и к юго-востоку от него (длина 0,5—0,6 км, а ширина 200 м). Наличие кар, ледниковых долин, боковых и конечных морен отмечено на северном склоне горы Гиналдаг, в верховьях р. Сарысу.

Следы оледенений довольно хорошо сохранились на Карабахском плато. Здесь, в истоках правых притоков р. Тутхун (северный склон гор Далидаг и Шиштепе) на высотах 3220 м и выше развиты кары, цирки и троговые долины. Долины Шиштепесу, Човдарчая и Баритлучая опускаются до высот 2200—2600 м. Кары и моренные валы развиты и на склонах Мыхтеканского хребта. В пределах Карабахского вулканического нагорья трого с моренами прослеживаются на северных склонах гор Большой Ишыхлы и Кызылбогаз и на вершинах Галинкая и Сарымсаглы. Моренные отложения развиты в долинах рек Кечалдаг и Карахач. Аналогичные образования подпруживают ледниковые озера на поверхности плато.

Возраст и число стадий оледенения на Кавказе окончательно не определены.

Современные континентальные отложения в Азербайджане пользуются широким распространением; представлены аллювиальной, аллювиально-пролювиальной, пролювиально-делювиальной, элювиальной, эоловой фациями, а также фациями озер, солончаков и грязевых вулканов. Среди современных образований встречаются и травертины.

Аллювиальная фация развита во всех тектонических зонах, за исключением юго-восточного погружения Большого Кавказа, а именно Апшеронского полуострова, где присутствие этих пород ограничено слабым развитием речной системы.

Аллювиально-пролювиальные отложения неширокой фестончатой каймой опоясывают подножия хребтов южного склона Большого Кавказа и южную границу Предмалокавказского синклиория. Значительным развитием они пользуются у подножия Приараксинской наклонной равнины. В зависимости от литологического состава пород, слагающих хребты, эти отложения представлены либо галечниками с песчано-глинистым материалом, либо одним последним. Эта фация широко развита в зоне северо-западных предгорий Талышского хребта, и главным поставщиком ее обломочного материала являются Ленкоранчай и система Виляжчая. Вокруг вершины конусов выноса названных рек развиты валунник и галечник, который в направлении к берегу моря переходит в мелкий галечник с прослоями суглинков, а на самом берегу в мелкий гравий, магнетит-авгитовые пески и суглинки.

Пролувиально-делювиальные образования большей частью развиты у подножий крутых склонов и являются результатом обвалов, оползней и осыпей, образуя в большинстве случаев довольно крупные хаотические нагроможденные обломки пород, слагающие подножия. Наибольшее развитие они имеют по северному борту Куринской депрессии (Арешская

мульда, Кюрдмашинская и Караязская долины), где представлены в основном суглинками с линзами песков и галечников. Мощность делювиально-пролювиальных и делювиальных образований более 10 м.

В Прикаспийском районе осыпи и обвалы широко развиты в горной зоне, где они представлены галечниками с супесчаным и суглинистым материалом. Делювиальные отложения значительным развитием пользуются вдоль восточного подножия Талышского хребта. Они представлены крупнообломочным и суглинистым материалом. В горной части Ленкоранской области делювий на южных склонах развит меньше, чем на северных.

Элювиальная фация развита во всех рассматриваемых зонах. В Кобыстане она больше распространена в северной и центральной частях его, а обычно развивается на пологих склонах гор, возвышенностей и оврагов. Представлена она в большинстве случаев песчано-глинистым и суглинистым материалом.

Дельтовые отложения наилучшее развитие имеют в южной части межгорной впадины, где они представлены современными образованиями дельты р. Куры. Характеризуются эти отложения переслаиванием речных и морских осадков и состоят из шоколадно-бурых и синевато-серых иловатых глин с тончайшими прослоями мелкозернистого песка.

Эоловая фация развита на Апшеронском полуострове, Кобыстане (преимущественно Джейранкечмесская депрессия), а также в Ленкоранском и Прикаспийском районах, где представлена береговыми валами, дюнами и бугристыми песками. Все они в одних случаях подвижные, в других полузакрепленные растительностью и образовались за счет переувлажнения морских песков, которые слагают береговые валы. Высота преобразованных валов 1,5—2 м. Дюны и бугристые пески имеют широкое распространение и вытянуты по направлению господствующих ветров.

Фация озер и солончаков на Апшеронском полуострове пользуется значительным распространением. Она представлена глинисто-песчаными, а в солончаковой фации сильно засоленными образованиями. В Кобыстане солончаковые образования широко развиты в центральной и юго-восточной частях, и это главным образом засоленные суглинки.

Фация грязевых вулканов развита на Апшеронском полуострове и в Кобыстане, а также в Прикуринской низменности. Она образует отдельные растекающиеся языки, сложенные твердыми продуктами выбросов, сцементированных сопочным илом обычно серого цвета. Мощность их иногда достигает 100—150 м и более.

Травертины в большинстве случаев приурочены к истокам родников и их руслам. Кроме того, они встречаются как цементирующая масса конгломератов. Наибольшая мощность травертинов у истоков родников достигает 0,5—0,1 м (Прикаспийский район). Наиболее интенсивное современное травертинообразование происходит в районах действующих источников в бассейнах рек Акера и Тертер.

МАГМАТИЗМ

Сложность и разнообразие геологического строения территории Азербайджана, в пределах которого проявились байкальский, герцинский и в особенности альпийский циклы тектогенеза, обусловили большое разнообразие магматических образований разного состава и возраста, относящихся к различным структурно-фациальным зонам.

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ МАЛОГО КАВКАЗА

Изучением петрографического состава мезозойских магматических образований Малого Кавказа уже в начале текущего столетия занимались Е. С. Федоров (1903), Н. С. Успенский (1910), П. Н. Червинский (1914) и др. Петрографию отдельных рудоносных районов и тектоно-магматических зон Малого Кавказа изучали Ш. А. Азизбеков (1947₂), К. Н. Паффенгольц (1929, 1934_{1,2}, 1940), И. А. Преображенский (1934), А. Н. Соловкин (1934, 1939), Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев (1940), И. Н. Ситковский (1941), М. А. Кашкай (1947).

Сводные работы по вулканическим и интрузивным фациям мезозойских образований Малого Кавказа выполнены Р. Н. Абдуллаевым (1963, 1965), Г. И. Керимовым (1963), М. А. Кашкаем (1965), А. Д. Керимовым (1965), Э. Ш. Шихалибейли (1967), Г. И. Аллахвердиевым (1967). Необходимо отметить работу большого коллектива Управления Совета Министров Азербайджанской ССР по геологии, который изучал магматизм отдельных районов Малого Кавказа (Ахундов, 1968; Ахундов и др., 1970; Гаджиев и др., 1969).

Благодаря широкому развитию мощного комплекса вулканогенных образований, гранитоидных, основных и ультраосновных интрузивов, эндогенной минерализации, сравнительно незначительному развитию нормальных осадочных пород и тектоническим особенностям большая часть мегантиклинория Малого Кавказа обычно относится к эвгеосинклинальной области. В пределах Малого Кавказа выделяются Сомхито-Агдамская, Севано-Карабахская, Мисхано-Кафанская и Араксинская тектоно-магматические зоны, различающиеся структурными особенностями, геологической историей, развитием магматических процессов и металлогенией. Наибольшее значение имеют Сомхито-Агдамская и Севано-Карабахская зоны, которые определяют главные особенности магматизма и металлогении азербайджанской части Малого Кавказа.

Раннеюрская эпоха характеризуется слабым проявлением вулканической деятельности (Араксинская зона). Интенсивный вулканизм отмечается в средне- и позднеюрскую эпохи развития эвгеосинклинали, способствуя возникновению громадного вулканического комплекса, протягивающегося вдоль внешней зоны Малого Кавказа. Наибольшим масштабом вулканической активности характеризуются современные Шамхорский, Мровдагский, Карабахский и Агдамский антиклинории,

представляющие области интенсивного прогибания в среднеюрскую эпоху. Структуры Мровдагского и Карабахского антиклинориев построены сложным комплексом вулканокластических и лавовых пород, а также субвулканических и интрузивных образований. Вулканическая деятельность протекала преимущественно в субазральных и частично в субмаринных условиях. Вулканические центры центрального типа располагались в виде почти непрерывных цепочек вдоль названных структур Сомхито-Агдамской зоны.

ЮРСКИЙ МАГМАТИЗМ

В развитии юрского магматизма Малого Кавказа установлено три этапа вулканической деятельности, охватывающих байосский и батский века и позднеюрскую эпоху (табл. 2).

Таблица 2

Развитие юрского магматизма Малого Кавказа

Этап \ Фазы и фации		Эффузивы	Интрузивы
Байосский	поздний	Вулканические извержения с образованием преимущественно лавовых покровов и субвулканических образований кварц-плагио-порфирового состава	Внедрение плагиогранитовых интрузивов
	ранний	Вулканические извержения с образованием вулканокластов, лавовых покровов и субвулканических тел андезитового и андезито-базальтового состава	
Батский		Вулканические извержения с образованием вулканокластов, лавовых покровов, субвулканических образований андезитового и андезито-базальтового состава	
Позднеюрский		Вулканические извержения с образованием вулканокластов, лавовых покровов, субвулканических образований андезито-базальтового и дацитового состава	Внедрение гранитоидных и габбро-гранитоидных интрузивов

Байосские эффузивы и их субвулканические фации. На байосском этапе в пределах Сомхито-Агдамской и Мисхано-Кафанской зон накопились преимущественно вулканогенные образования андезито-базальтового и липарито-дацитового состава (2500 м), коэффициент эксплозивности которых составляет около 70%. В раннем байосе вулканические процессы наиболее интенсивно проявились в пределах Шамхорского и Мровдагского антиклинориев.

Комплекс вулканических образований Шамхорского антиклинория развит в бассейнах рек Шамхорчай, Дзегамчай и Асрикчай. Наиболее полная мощность вулканогенной серии наблюдается в Дзегамчай-Асрикчайском междуречье, где в районе с. Беюк-Кишлаг эрозией вскрыт ее нижний контакт. В среднем течении Шамхорчая вулканогенные серии раннего байоса обнажены лишь в своей верхней части на глубину

500 м. В пределах Мровдагского антиклинория нижнебайосская вулканогенная серия формировалась в подводных условиях, в неглубоком море. На это указывают подушечная, матрацевидная и шаровая отдельности в вулканогенных породах.

Вулканокластические образования, включающие в себя главную в количественном отношении часть нижнебайосской вулканической серии, представлены туфами пироксеновых, плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, литокластическими туфами, туфобрекчиями, глыбовыми вулканическими брекчиями, агломератовыми туфами, туфогравелитами и туфопесчаниками.

Для лавовых покровов нижнебайосского этапа характерна преимущественно глыбовая отдельность, реже встречаются столбчатая, шаровая и эллипсоидальная. Анализ пространственного распределения продуктов вулканической деятельности в различных структурах показывает, что для нижнего байоса в пределах Шамхорского антиклинория намечаются Дзегамчайская и Шамхорчайская группы вулканических центров. В пределах Мровдагского антиклинория центры вулканических извержений локализовались в его осевой полосе и располагались линейно в субширотном направлении. Неравномерные тектонические движения, происходившие в пределах Шамхорской и Мровдагской структур, обусловили различную интенсивность вулканической деятельности. По этой причине в области погружения происходило накопление вулканических продуктов огромной мощности, преимущественно основного состава. В пределах Шамхорского антиклинория, испытавшего тенденцию к поднятию во второй половине байосского этапа, более интенсивно происходила вулканическая деятельность кислой магмы, обусловившая накопление мощных лавовых покровов кварц-плагиопорфирового состава.

Состав обломков пирокластолитов соответствует составу лавовых покровов. Породы лавовой серии представлены различными представителями группы порфиритов, преимущественно пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми разностями. Выделяются также различные типы диабазовых порфиритов, диоритовые порфириты и их миндалекаменные разности.

Большим разнообразием среди нижнебайосских вулканических образований пользуются породы субвулканической фации, выступающие в виде небольших куполов, силлов и дайкообразных тел. Породы субвулканических интрузивов представлены кварцевыми диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми альбитофирами, габбро-порфиритами, габбро-диабазами и диабазами.

Для нижнебайосских магматических пород характерно преобладание Na_2O над K_2O ; при нормальном для данных пород содержании Al_2O_3 для некоторых из них характерен избыточный глинозем; для отдельных разновидностей характерно повышенное содержание кремнезема по сравнению со средними типами пород.

На нижнебайосские вулканические комплексы в той или иной степени наложили свой отпечаток разнообразные по характеру и интенсивности метасоматические, в особенности аутометаморфические, процессы. Наиболее распространенными из них являются процессы уралитизации, альбитизации, соскоритизации и пренитизации. В результате пневматолито-гидротермальных процессов происходило перерождение основной массы и развитие минеральных образований в пустотах. Процесс пропилитизации сопровождается образованием хлорита, эпидота, клиноцоизита, кальцита, рудных минералов внутри фенокристаллов и в основной массе.

Для позднего байоса типичными являются кислые лавовые, субвулканические и интрузивные образования, развитые в пределах Шамхорского, Гейгельского, Мровдагского, Карабахского антиклинориев и Кафанской зоны. Позднебайосские кислые магматические образования наиболее полно представлены в пределах Шамхорского антиклинория, где они широкой полосой протягиваются в широтном направлении от левобережья Акстафачая до правобережья Кошкарчая на расстоянии 100 км. В контуре распространения верхнебайосских магматических образований выделяются три фации по глубинности магматических образований. Наиболее распространенной среди них является поверхностная фация, представленная лавовыми покровами и сопровождающими их туфовыми материалами. Эффузивные покровы представлены кварцевыми плагиопорфирами и кварцевыми альбитофирами, занимающими значительную площадь в бассейнах рек Таузчай, Асрикчай, Дзегамчай, Джагирчай, Шамхорчай и Кошкарчай. Вулканогенно-обломочные породы, сопровождающие кварцевые плагиопорфиры, имеют ограниченное распространение, приурочены к верхней части мощных лавовых серий и представлены прослоями туфобрекчий и др. Коэффициент explosивности поверхностной фации позднебайосского магматизма 10—15%. Общая мощность лавовых покровов от 100 до 700 м.

Субвулканическая фация верхнебайосского вулканизма развита в пределах Шамхорского, Гейгельского и Карабахского антиклинориев и выступает в верховьях Асрикчая, в Кедабеке, в среднем течении Кошкарчая, в Чирагидзоре и Артюн-Гомере, где она представлена плагиогранит-порфирами, проявившимися в виде экстрезивных куполов различного размера и конфигураций (чаще округлого или эллипсоидального сечения). В большинстве случаев плагиогранит-порфиры характеризуются ясно выраженной столбчатой отдельностью.

В петрографическом отношении кварцевые плагиопорфиры составляют обособленную группу, различные представители которой имеют одинаковый или близкий петрографический состав. Различие их выражается в структуре основной массы и количестве и размере вкрапленников. Наиболее распространенными разновидностями верхнебайосских кислых лавовых пород являются микрогранитовые, фельзитовые, микрогранит-фельзитовые, реже встречаются микрофельзитовые, сферолитовые кварцевые плагиопорфиры. Наиболее распространенные породы субвулканической фации верхнебайосского этапа — плагиогранит-порфиры, характеризующиеся преимущественно порфировой структурой с крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата. Внешне они резко отличаются от эффузивных кварцевых плагиопорфиров частыми крупными вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Вкрапленники кварца свободно откалываются от мелкозернистой основной массы при легком ударе молотка.

Верхнебайосские кислые вулканические породы подверглись автометаморфическим и пневматолито-гидротермальным изменениям. Автометаморфический процесс в кварцевых плагиопорфирах выразится в преобразовании вкрапленников роговой обманки, биотита и плагиоклаза. Пневматолито-гидротермальный процесс проявился в окварцевании кислых вулканических пород, обусловивших образование вторичных кварцитов.

Вторичные кварциты по внешнему виду представляют плотные сливные с раковистым изломом породы белого, светло-серого, зеленовато-серого цвета, нередко с буроватым оттенком. По минеральному составу среди вторичных кварцитов выделяются существенно кварцевые, серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, каолиновые и другие разновидности. По данным В. И. Алиева, в пределах Чирагидзорского ме-

сторождения выделяются диаспоровые, диаспор-кварцевые, диаспор-зуниит-кварцевые, зуниитовые, кварц-зуниитовые, флюорит-зуниитовые, флюорит-кварцевые и существенно кварцевые разности.

Процесс пропилитизации выражается в интенсивной эпидотизации, пиритизации, хлоритизации, каолинизации и частичной альбитизации кварцевых плагиопорфиров.

Верхнебайосские плагиогранитовые интрузивы. Эти интрузивы представлены Атабекским и Гильянварским плагиогранитными массивами, выступающими в пределах Шамхорского антиклинория в полосе распространения байосской вулканогенной толщи. Они прорывают байосскую вулканогенную толщу и стратиграфически перекрываются отложениями батского яруса. Пространственная приуроченность плагиогранитовых массивов к толще верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров и тождество их петрографического и химического состава указывают на генетическую связь плагиогранитов с кварцевыми плагиопорфирами.

Интрузивы отличаются сравнительно однообразным петрографическим составом. Это в основном плагиограниты, переходящие в другие структурные разновидности преимущественно лишь в фации эндоконтакта. Породы главной интрузивной фации представлены порфировидными и микропегматитовыми плагиогранитами. Среди пород эндоконтактовой фации выделяются аплитовидные адалеллиты, адалеллит-порфиры и плагиогранит-порфиры, местами грейзенизированные.

Плагиограниты характеризуются незначительным содержанием темноцветных минералов, представленных роговой обманкой и биотитом, резким преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Для этих предбатских плагиогранитов характерно незначительное развитие дайковой фации.

Контактовое воздействие плагиогранитовых интрузивов на вмещающие породы слабое и выражается главным образом в эпидотизации, ороговикании, окварцевании и каолинизации порфиритов и кварцевых плагиопорфиров. Ширина полосы эндоконтакта обычно не превышает нескольких десятков метров, лишь в редких случаях она достигает 100 м и более. Морфология плагиогранитовых интрузивов, залегающих в сводовой части Шамхорского антиклинория, сложная. Судя по контурам этих интрузивов, несколько вытянутых в субмеридиональном направлении, вкрест простирания вмещающих толщ, они являются несогласными дискордантными телами по отношению к складчатым структурам.

Атабекский массив (65 км²) сложен порфировидными и гранофировыми плагиогранитами и аплитовидными адалеллитами. Аплитовидные адалеллиты по распространению резко уступают плагиогранитам, с которыми связаны постепенными переходами и представляют собой фацию плагиогранитов, обогащенных калиевыми полевыми шпатами. Это бледно-розовые мелкозернистые породы, в которых присутствует мусковит.

Гильянварский плагиогранитовый массив (20 км²), сложенный порфировидными и аплитовидными плагиогранитами, отличается от Атабекского интрузива лишь своим меньшим размером.

Батские эффузивы и их субвулканические фации. Вулканическая деятельность батского этапа проявилась на обширной территории Малого Кавказа и охватила Мровдагский, Карабахский, Агдамский антиклинории и в меньшей степени Дашкесанский синклиний, Казахский и Агджакендский синклиналильные прогибы. Извержения в пределах положительных структур происходили из вулканов центрального типа, преимущественно в морских, мелководных и

в меньшей степени в наземных условиях островных дуг. Извержения вулканов центрального типа носили эксплозивный характер, что обусловило преобладание пород вулканообломочной и осадочно-туфогенной фации над породами лавовой фации общей мощностью до 2200 м.

Обломочные вулканические образования преимущественно андезитового состава представлены лавобрекчиями, вулканическими брекчиями, агломератами туфами и туфоалезолитами. Лавовая и субвулканическая фации сложены плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, габбро-диабазами и др. При общем преобладании пород вулканокластической и туфогенно-осадочной фаций над лавовыми покровами наблюдается вариация количественных соотношений в различных структурах Малого Кавказа. Коэффициент эксплозивности батских вулканических пород для Мровдагского, Карабахского и Агдамского антиклинориев равен 70—75%, а для Дашкесанского синклинория он достигает 85%, в том числе объем туфогенно-осадочных пород составляет 40%.

Анализ фаций в различных структурах показывает, что центры вулканической деятельности были унаследованы от байосских вулканов, расположенных вдоль Мровдагского, Карабахского и Агдамского антиклинориев. Поэтому эти структуры характеризуются усиленным накоплением пород вулканокластической и лавовой фаций. Для Дашкесанского синклинория характерно преимущественное развитие пород вулканогенно-осадочной фации, свидетельствующее о формировании осадков на значительном расстоянии от центров вулканической деятельности. Источником сноса терригенного материала туфогенно-осадочной фации батского яруса служили байосские вулканические сооружения Шамхорской и Мровдагской структур.

Наиболее крупные центры вулканических извержений батского этапа расположены в контурах Мровдагского, Агдамского и Карабахского антиклинориев. Менее отчетливо выражены они в пределах Шамхорского и Гейгеловского антиклинориев. В пределах Мровдагского антиклинория они расположены вдоль северного склона одноименного хребта. В контуре Агдамского антиклинория вдоль осевой линии структуры намечается несколько центров вулканической деятельности. В Карабахском антиклинории деятельность батских вулканов происходила из нескольких центров, расположенных в осевой части структуры в виде цепочек, простирающихся в юго-восточном направлении.

Частота извержений, интенсивность вулканических процессов батского этапа в пределах Мровдагского и Карабахского антиклинориев были более длительными и непрерывными. Для вулканокластических пород характерно изменение мощности, крупности и переход в породы лавовой фации. Большая часть вулканокластических пород батской толщи в разрезах Мровдагского антиклинория представлена лавобрекчиями и агломератами с лавовым цементом. Эта особенность указывает на одновременность излияний и эксплозий.

В контуре Агдамского антиклинория продолжительность вулканических процессов была относительно длительной и в промежутке между пароксизмами извержений отлагались прослойки терригенных пород. На частоту извержений и интенсивность вулканической деятельности батского этапа в положительных структурах оказывали большое влияние неравномерные тектонические движения в пределах этих структур.

Среди продуктов батского вулканизма пользуются региональным распространением процессы аутометаморфизма, выраженные уралитизацией, хлоритизацией и пропилитизацией. Пропилитизация в батских эффузивах выражается в интенсивной эпидотизации, хлоритизации и

кальцитизации вкрапленников плагиоклаза, пироксенов и основной массы.

Верхнеюрские эффузивы и их субвулканические фации. На позднеюрском этапе вулканические процессы протекали не с одинаковой интенсивностью. В келловейскую и оксфордскую эпохи вулканическая деятельность протекала крайне слабо, и происходило накопление нормально-осадочных и туфогенно-осадочных пород общей мощностью 700 м. В кимериджское время вулканическая деятельность происходила интенсивно с образованием пестроцветной серии вулканических пород андезито-дацитового и базальтового состава мощностью в среднем до 600—650 м и редко до 1000 м. В положительных структурах количество вулканокластического материала достигает 80%, представлен он преимущественно агломератовыми туфами андезито-дацитового и андезитового состава. Коэффициент эксплозивности для основных пород, развитых в Дашкесанском синклинории, снижается до 50%. Кимериджские вулканические образования отличаются пестрым составом и сопровождаются субвулканическими телами кварцдиорит-порфиритового состава. Кимериджские вулканокластические образования формировались в результате деятельности вулканических центров, действовавших вдоль оси Агдамского антиклинория, в пределах Дашкесанского синклинория, Агджакендского и Казахского синклинальных прогибов. Формирование кимериджской вулканогенной толщи Малого Кавказа происходило в наземных условиях. Накопление мощной вулканогенной толщи, сложенной преимущественно грубообломочными туфами, мелкообломочными туфобрекчиями, туфопесчаниками андезито-дацитового состава, подчеркивает преобладание извержений взрывного типа. Одной из характерных особенностей кимериджского вулканизма является присутствие среди прослоев вулканокластических пород крупных линз известняков и гипса.

Породы кимериджской вулканогенной толщи изменены автометаморфическими, пневмогидротермальными и контактово-метаморфическими процессами. Автометаморфические изменения выражены диссоциацией роговой обманки и в меньшей степени альбитизацией плагиоклазов и хлоритизацией моноклинных пироксенов.

Распространенными процессами пневмолито-гидротермального метаморфизма кимериджских вулканогенных пород являются хлоритизация, эпидотизация, серицитизация, окварцевание и выполнение миаролитовых пустот. Контактный метаморфизм в верхнеюрских породах проявился в результате воздействия гранитоидных интрузивов на карбонатно-терригенные и вулканогенные породы келловей и оксфорда. Кроме скарнирования и ороговикования верхнеюрские вулканические образования, развитые в пределах Дашкесанского синклинория, метаморфизованы процессами алунитизации, пиропиллитизации и каолинизации.

Верхнеюрские гранитоидные интрузивы. Складчатые движения на рубеже верхней юры и неокома ознаменовались проникновением в юрский структурный этаж многочисленных гранитоидных интрузивов (Малый Кавказ), подавляющее большинство которых приурочено к антиклинориям и значительно реже встречается в синклинальных прогибах Сомхито-Агдамской зоны.

В пределах Шамхорского антиклинория, являющегося наиболее древней структурой рассматриваемой области, отмечается наибольшее количество интрузивов, выступающих преимущественно в сводовой части структуры, сложенной в основном среднеюрской вулканогенной толщей.

Шамхорская группа позднеюрских* гранитоидов представлена Бурум-Барсумским, Ново-Гореловским, Джагирским, Кабахтапинским, Дашбулагским и многочисленными мелкими интрузивными массивами преимущественно гранодиоритового и кварц-диоритового состава. К Дашкесанскому синклинию приурочены Дашкесанский и Кедабекский гранитоидные интрузивы. Оба они вытянуты в широтном направлении согласно простирацию структуры; как по геологическому положению, так и по петрографическим особенностям пород эти два интрузива имеют большое сходство.

На территории Мровдагского антиклинория наблюдается около 20 мелких выходов гранитоидов, которые объединяются в Кошкардагскую и Кызылархачскую группы, выступающие в противоположных концах осевой части структуры. К наиболее приподнятой части Агдамского антиклинория приурочен крупный Мехманинский гранитоидный массив, обнажающийся в сводовой части структуры.

В отличие от вышеназванных групп гранитоидов несколько иное геологическое положение имеет Учтапа-Кызылкаинский интрузив, выступающий в северной периферии Агджакендского прогиба.

Наконец, в азербайджанской части Мисхано-Кафанского антиклинория известны Раздаринский и Ордаклинский гранитоидные массивы.

Шамхорская группа гранитоидов приурочена преимущественно к антиклинальным зонам Шамхорского антиклинория, сложенного юрскими вулканогенными образованиями. Возрастное положение гранитоидов этой группы выражено более или менее ясно. Интрузивы явно секут среднеюрскую, в отдельных случаях и верхнеюрскую вулканогенную толщу, образуя с ней интрузивный контакт, и несогласно перекрываются отложениями коньякского яруса.

Барум-Барсумский интрузив (25 км²) имеет более или менее изометрическую форму и слегка вытянут в широтном направлении. Очертания Джагирского интрузива в плане неправильно-овальные. Относительно небольшая ширина контактовых ореолов интрузивов указывает на крутое залегание контактов. Геологическое положение, сходство петрографического и химического состава пород Кабахтапинского и Дашбулагского массивов дают основание считать их отдельными выходами единого интрузива.

Петрографический состав шамхорских гранитоидов более или менее однообразен. В целом в строении их участвуют гранодиориты и кварцевые диориты. Вместе с тем в петрографическом составе отдельных интрузивов наблюдается некоторое различие. Так, если в составе Джагирского и Кабахтапинского интрузивов принимают участие преимущественно кварцевые диориты, то Барум-Барсумский интрузив сложен гранодиоритами. Для этих пород характерно изменение структурных признаков при выдержанном петрографическом составе. Часто породы главной интрузивной фации по мере приближения к контактам интрузивов повышают свою основность и вследствие этого в эндоконтактных зонах местами присутствуют породы диоритового состава. Нередко в эндоконтакте породы приобретают порфировидную структуру. Дайковые образования, генетически связанные с гранитоидами, представлены аплитами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами, диорит-порфиритами и диабазовыми порфиритами.

Гранодиориты имеют лейкократовый облик, преимущественно средне- и крупнозернистые, нередко являются шлировыми. Структура обычно гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая, а в краевой фации — гранит-порфировая. Среди них выделяются биоти-

* Возраст этой группы интрузивов Г. И. Керимов считает раннемеловым.

товые, роговообманково-биотитовые, роговообманковые и лейкократовые разности.

Адамеллиты представлены биотитовыми и роговообманково-биотитовыми разностями, а тоналит-банатиты носят резко подчиненный характер. Кварцевые диориты пользуются наибольшим распространением в пределах Кабахтапинского, Дашбулагского и Джагирского массивов, представлены роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и авгитовыми разностями. Обычно они светлоокрашенные, крупно- и среднезернистые и имеют гипидиоморфнозернистую структуру.

Дашкесано-Зурнабадский интрузив приурочен к Дашкесанскому синклинорию и представлен Дашкесанским (26 км²) и Зурнабадским (15 км²) сложно построенными массивами, первый из которых прорывает верхнеюрские отложения, оказывая на них контактовые воздействия. Интрузив формировался в три фазы: более раннюю — габброидную, промежуточную (главную) — гранодиоритовую и более позднюю — граноаплитовую.

Породы первой фазы представлены габбро-норитами, габбро-диоритами и диоритами. В гибридизированных разностях пород наравне с основным плагиоклазом, пироксенами и роговой обманкой встречаются также кварц, ортоклаз, кислые плагиоклазы и биотит. Породы второй фазы сложены адамеллитами, гранодиоритами, а также банатитами и кварцевыми диоритами. Гибридные разности представлены кварцевыми сиенит-диоритами, кварцевыми ортоклазовыми диоритами. Породы третьей фазы характеризуются гранит-аплитами, плагиоаплитами, порфиroidными аплитами. Дайковые породы, развитые вне контура массива, представлены диабазовыми порфиритами и лампрофирами.

С Дашкесан-Зурнабадским интрузивом связано широкое развитие скарнов и роговиков, особенно характерных для северного и южного экзоконтактов Дашкесанского массива. Скарны последнего подразделяются на автоскарны и аллоскарны. Среди первых выделяются гранатовые и пироксеновые, гранат-пироксен-плагиоклазовые разности; среди вторых, широко распространенных в экзоконтактной полосе, отмечаются гранатовые, пироксен-гранатовые, пироксеновые, гематит-гранатовые, актинолитовые и дашкесанитовые скарны.

Геологическое положение Дашкесан-Зурнабадского интрузива обусловлено структурными особенностями вмещающих его толщ батского и верхнеюрского возраста. Обращает на себя внимание сильная вытянутость интрузива в широтном направлении, согласно простиранию Дашкесанского синклинория, и секущее положение его по отношению к общему простиранию вмещающих пород. Такая ориентировка интрузивного тела и конфигурация его, по-видимому, контролируются разломом глубокого заложения, простирающимся в субширотном направлении.

Кедабекский интрузив (30 км²) имеет неправильные, изометричные очертания и несколько вытянут в северо-западном, субширотном направлении. Он сформировался в результате двухфазной деятельности: ранней — габброидной и поздней (главной) — гранитоидной.

Породы первой фазы представлены габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами и диоритами. Породы второй фазы характеризуются в основном кварцевыми диоритами, тоналитами, банатитами и менее гранодиоритами.

В габброидах по всей контактовой полосе наблюдаются взаимодействия гранитоидов второй фазы. При этом развиваются альбитизация плагиоклазов, амфиболитизация и уралитизация пироксенов габброидов. В контактовой полосе с габброидами гранодиориты представле-

ны биотит-роговообманковыми меланократовыми контаминированными разностями, сменяющимися вблизи контакта гибридизированными меланодиоритами.

Из пород первой фазы наибольшим развитием пользуются габбро-нориты и габбро, среди которых выделены следующие разности: габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, габбро, уралитовые габбро, кварцевые биотит-пироксеновое габбро, с переходом через меланократовые разности в полевошпатовые пироксениты (авгититы). В минеральном составе их принимают участие основной плагиоклаз, гиперстен, диаллаг, авгит, оливин, диопсид, роговая обманка, биотит, магнетит, апатит, уралит, серпентин, бастит, хлорит, тальк, кальцит, эпидот и др.

Диориты в пределах Кедабекского массива представлены многими разностями, среди которых наибольшим распространением пользуются роговообманковые и уралитовые. Диориты нередко содержат кварц и биотит.

Кварцевые диориты, представленные биотит-роговообманковыми, уралитовыми, биотит-уралитовыми, пироксен-биотитовыми и биотит-пироксеновыми разностями, преимущественно светлоокрашенные, имеют гипидиоморфнозернистую, реже пегматоидную и гранит-порфировую структуры.

Дайковые породы, генетически связанные с габброидной фазой интрузии, имеют незначительное распространение и представлены микродиабазами и диабазовыми порфиритами. Широким распространением пользуются дайки гранитоидной фазы, представленные аплитами, пегматитами, диорит-порфиритами и лампрофирами. Большим разнообразием отличаются скарновые образования и роговики, развитые как в юго-западном контакте интрузива, в районе Кедабекского месторождения меди, так и в северо-восточном ареале, на южном склоне Сардарского бугра, где кварцевые диориты прорывают карбонатные породы верхней юры. Скарны Кедабекского месторождения могут быть подразделены на три типа: везувияновыи, гранатовый и волластонитовый.

Кедабекский интрузив по структурным особенностям вмещающих средне- и верхнеюрских отложений вытянут в субширотном направлении. Судя по конфигурации интрузива, секущему характеру контактов с изменяющимися углами падения, он имеет штокообразную форму залегания.

Гранитоидный интрузив Учтапа-Кызылкая (2 км²) расположен на южной окраине г. Кировабада, где он выступает среди галечников конуса выноса р. Гянджачай и состоит из двух массивов — Учтапинского и Кызылкаинского, обнажающихся соответственно на левом и правом берегах реки. Рассматриваемые массивы были сформированы в две фазы интрузивной деятельности. Породы первой фазы представлены биотитовыми, биотит-роговообманковыми гранодиоритами, представляющими среднезернистые полнокристаллические породы серого цвета с розвым оттенком. Минеральный состав их представлен плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом, роговой обманкой, апатитом, сфеном, магнетитом, хлоритом, эпидотом и цоизитом.

Среди пород второй фазы наибольшим распространением пользуются гранофировые граниты, гранит-аплиты и порфировидные граниты, связанные между собой взаимными переходами. В целом породы второй фазы являются лейкократовыми, в них в незначительном количестве присутствуют биотит, магнетит и аксессуарные — циркон и турмалин.

Мровдагскую группу гранитоидов можно подразделить на Кошкардагскую и Кызылархачскую подгруппы. Они прорывают мощный комплекс вулканогенных пород средней юры, образуя интрузивный контакт.

Интрузивы Кошкардагской подгруппы выступают в виде относительно мелких массивов, различных по размеру и конфигурации, и представлены габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Породы основного состава, слагающие верхние части массивов, образовались в результате ассимиляции гранитоидной магмой среднеюрских вулканогенных пород и носят гибридный характер. Переход от основных разностей к кварцевым диоритам и гранодиоритам, представляющим главную интрузивную фацию этих массивов и слагающие внутренние части более крупных массивов, постепенный.

Интрузивы Кызылархачской подгруппы состоят из шести небольших массивов, располагающихся на восточном погружении Мровдагского хребта. Они прорывают среднеюрскую вулканогенную толщу, оказывая на нее контактное воздействие. В плане они имеют неправильную конфигурацию и вследствие незначительного эрозионного среза представлены породами фации эндоконтакта — диорит-порфиридами и кварцевыми габбро.

Породы главной интрузивной фации имеют ограниченное развитие и представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, гранодиорит-порфирами. Между различными типами пород как внутренних частей интрузивных массивов, так и эндоконтактовых зон резких переходов не наблюдается.

В экзоконтакте Мровдагской группы интрузивов вмещающие среднеюрские вулканогенные породы метаморфизованы — окварцованы, каолинизированы, эпидотизированы и ороговикованы. Ширина полосы гидротермально измененных пород достигает 150—200 м.

Мехманинская группа гранитоидов приурочена к осевой части Агдамского антиклинория и представлена мелкими Мехманинским и Касапетским массивами. Они прорывают батскую вулканогенную толщу и трансгрессивно перекрываются верхнесенонскими карбонатными породами.

Мехманинский массив в экзоконтактовой зоне представлен кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами и диоритами, которые связаны взаимными переходами с ясно выраженными признаками зональности. В эндоконтактовой зоне развиты главным образом мелкозернистые порфиридовидные их разности — кварцевые диорит-порфириды и гранодиорит-порфиры.

Из кварцевых диоритов и тоналитов наибольшее развитие имеют роговообманково-биотитовые и менее — роговообманковые разности. Гранодиориты представлены преимущественно биотитовыми разностями, характеризующаясь небольшим содержанием калиевого полевого шпата, и нередко переходят в банатиты. Породы Касапетского массива представлены гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфиридами.

Большим разнообразием отличаются породы дайковой фации Мехманинского интрузива. Экзоконтактовое воздействие Мехманинского интрузива выражается в окварцевании, эпидотизации, кальцитизации, хлоритизации вулканогенных пород батского яруса.

Неоднородность состава пород Мехманинского интрузива обусловлена ассимиляционными процессами, протекающими неравномерно и местами оказавшимися незаконченными.

Гранитоидные интрузивы Сомхито-Агдамской зоны в целом характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза и кварца, присут-

ствием или незначительным содержанием калиевых полевых шпатов и низким содержанием темноцветных минералов. Дайковые породы, генетически связанные с гранитоидами, имеют сходный с последними минеральный и химический состав. Для петрохимической характеристики гранитоидных интрузивов ниже приводятся усредненные результаты химических анализов по отдельным массивам (табл. 3).

Как видно из табл. 3, рассматриваемые интрузивы в целом характеризуются отчетливо вышесказанным натриевым составом, несколько повышенным содержанием калия, а также кальция, магния и железа. При этом исключение составляют граниты Учтепе — Казылкая, характеризующиеся большим содержанием щелочей и преобладанием калия над натрием.

Важное петрографическое значение имеет характер распределения аксессуаров и микроэлементов в гранитоидах и их дайковых обособлениях. При этом наиболее характерными и постоянными из аксессуарных минералов являются циркон, апатит, сфен и магнетит. Аналогичный характер имеют аксессуары и в дайковых породах, что указывает на их генетическую связь. При переходе от главной фации гранитоидов к фации эндоконтактов происходит уменьшение количества циркона и увеличение апатита и сфена.

Наиболее важным геохимическим признаком гранитоидов Сомхито-Агдамской зоны является присутствие в них следующих микроэлементов: титана, меди, циркония и галлия. Эти ведущие микроэлементы характерны также для дайковых пород, генетически связанных с гранитоидами. При переходе от главной фации гранитоидов к фации эндоконтактов возрастает количество титана и ванадия, но убывает содержание циркония и галлия.

К другим аксессуарным элементам гранитоидов и их дайковых обособлений относятся: бериллий, иттрий, иттербий и барий. Последний часто накапливается в краевых частях интрузивов. В поведении микроэлементов в целом следует отметить следующее: медь, цинк, свинец и барий преимущественно накапливаются в краевых частях гранитоидных интрузивов; галлий, иттрий, иттербий, молибден, олово, лантан и церий чаще всего отмечаются в главных фациях гранитоидов и их дайковых обособлений; никель, кобальт, хром, титан, часто ванадий, отчасти скандий накапливаются в породах первой фазы и связанных с ними основных дайковых образованиях.

По минеральному составу и структурно-текстурным особенностям пород, характеру контак-

Таблица 3
Средний химический состав гранитоидов Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа (вес. %)

Интрузивы	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.л.	Сумма
		Шамхорская группа	24	62,14	0,21	12,65	3,65	3,11	0,02	1,97	5,58	4,06	0,94	0,08	0,44
Дашкесан-Кедабекская группа	48	59,19	0,45	17,15	3,42	3,48	0,06	3,16	6,37	3,28	1,58	0,72	0,29	0,36	100,12
Учтепе-Казылкаинский	5	70,30	0,13	14,64	1,72	0,89	—	0,40	6,88	3,70	3,99	—	1,67	0,18	100,24
Мехманинский	6	68,88	0,30	17,50	0,43	2,90	0,23	1,84	5,73	3,75	1,47	0,49	0,26	0,80	99,05

тового изменения боковых пород эти дискордантные интрузивы должны быть отнесены к гипабиссальной фации.

Таким образом, рассматриваемые гранитоиды представляют собой продукты дифференциации магмы и своим происхождением не обязаны ассимиляционным процессам, хотя последние сыграли определенную роль в формировании гибридных фаций этих интрузивов. Состав родоначальной магмы как гранитоидных интрузивов, так и габброидов Дашкесан-Кедабекской группы полифазных интрузивов отвечает кварцевому диориту.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ

В развитии мезозойского магматизма Малого Кавказа позднемеловой этап носит более сложный характер, выразившийся в образовании наравне с различными основными и кислыми вулканическими образованиями также ультраосновных и основных интрузивов (табл. 4).

Таблица 4

Развитие верхнемелового магматизма Малого Кавказа

Эффузивы	Интрузивы
Вулканические извержения с образованием вулканокластов, лавовых покровов, субвулканических образований базальтового, андезитового и липарит-дацитового состава	Внедрение преимущественно ультраосновных и основных интрузивов

Верхнемеловые эффузивы и их жерловые и субвулканические фации. В пределах Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской зон позднемеловой магматизм проявился наиболее интенсивно. Однако эта деятельность в первой из этих зон по своей интенсивности уступает магматизму юрской эпохи и локализуется в пределах Казахского, Агджакендского, Мардакертского прогибов и во внешней предгорной полосе этой территории. Позднемеловой магматизм наиболее бурно проявился на всей территории Севано-Карабахской зоны и выражен как интрузивными, так и вулканогенными образованиями. В пределах Мисхано-Кафанской зоны меловой магматизм проявился как в раннем неокоме (валанжине), так и в сеноне; относительно слабые вулканические вспышки имели место в Араксинской зоне.

Развитие позднемелового магматизма Малого Кавказа происходило различно не только в различных тектонических зонах, но даже в структурах одной и той же зоны. Так, если в пределах Казахского прогиба последовательность появления на дневной поверхности лав и вулканокластов протекала в порядке возрастающей кислотности, то в Агджакендском прогибе различные типы лав, слагающих верхнемеловую вулканогенную толщу, изменяются во времени от кислых к основным.

Позднемеловой вулканизм в Казахском прогибе начался с позднего коньяка и продолжался до раннего кампана включительно. В раннем сеноне извержения магмы основного и среднего состава происходили в субмаринных условиях и носили в основном центральный характер. На это указывает преобладание в составе вулканогенной толщи агломератовых туфов и вулканических брекчий с прослоями туфо-

песчаников. Лавовые покровы маломощные и быстро выклиниваются по простиранию. Экструзивные купола андезито-дацитового состава развиты главным образом по бортам Казахского прогиба.

Позднеантонский раннекампанский вулканизм характеризуется накоплением преимущественно кислых вулканических продуктов липарит-дацитового состава, представленных кварцевыми альбитофирами, липаритами, дацитами и натровыми порфирами. Обломочные вулканические продукты, преобладающие над лавовыми, представлены литокластическими, витрокластическими, кристаллокластическими туфами, туфопесчаниками, туфоалевритами и туфобрекчиями.

В пределах Агджакендского прогиба позднемеловой вулканизм начался извержением кислых вулканических продуктов, представленных преимущественно вулканокластическими, в меньшей степени лавовыми и субвулканическими фациями липарит-дацитового состава.

Вулканические процессы основной магмы охватили верхнеконьякнижнесантонское время, и начало вулканической активности характеризуется эксплозивными извержениями, приведшими к накоплению разнообразных пород вулканокластической фации. Последние представлены преимущественно агломератовыми туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами.

В более позднюю фазу вулканической деятельности широкое развитие получили лавовые излияния основного состава, представленные базальтовыми, долеритовыми и диабазовыми порфиритами. Магматическая деятельность позднемеловой эпохи в Агджакендском прогибе завершилась внедрением базальтовых пород субвулканической фации. Общая мощность вулканических продуктов различных фаций позднемелового магматизма доходит до 1000 м (р. Гянджачай). Коэффициент эксплозивности равен 70—75%.

Верхнемеловые вулканические образования Сомхито-Агдамской зоны в незначительной степени затронуты метаморфическими процессами. Поэтому они в целом являются более свежими, чем юрские вулканические породы. Автометаморфические изменения в основных вулканических породах выражаются в боулингитизации, иддингситизации и серпентинизации вкрапленников оливина, хлоритизации пироксенов; в кислых эффузивах эти изменения выражаются в диссоциации биотита и альбитизации плагиоклаза. Пневматолито-гидротермальные процессы метаморфизма выражены в хлоритизации основной массы и выполнении миаролитовых пустот. Для основных вулканических пород характерно образование миндалин, выполненных кальцитом, цеолитами, анальцимом и хлоритом. Кальцитовые и хлоритовые миндалины имеют более широкое распространение и относятся в основном к простым миндалинам.

Позднемеловой вулканизм Севано-Карабахской зоны локализован в пределах Сарыбабинского, Тоурагачайского и Мартунинского синклинориев. С деятельностью позднемелового вулканизма в пределах названных структур связано формирование вулканогенных толщ спилит-диабазовой и трахибазальтовой формаций.

Вулканогенные образования спилит-диабазовой формации образуют крупный пояс, в тектоническом отношении приуроченный к Сарыбабинскому и Тоурагачайскому синклинориям. Вещественный состав и тектоническая обстановка, в которой происходило накопление вулканитов в этих структурах, существенно не отличаются друг от друга.

Вулканиты распространены неравномерно по простиранию и образуют сгущения в виде нескольких полос и зон. Такая закономерность размещения вулканогенов в пространстве целиком определяется особенностями геологического строения синклинориев, наибольшая мощ-

ность и различие фаций которых приурочены главным образом к областям прогибания. Эти частные прогибы обусловлены скрытыми поперечными разломами фундамента меридионального и субмеридионального направлений, приводившими к флексуобразным изгибам слоев. В целом для вулканогенных образований характерно весьма сложное и пестрое в деталях, но в общем очень монотонное строение.

Спилит-диабазовая формация представлена главным образом спилитами, базальтовыми порфиритами и диабазами, которым резко подчинены андезитовые порфириты и их субщелочные разновидности (трахиандезитовые порфириты), кислые породы полностью отсутствуют. Характерным в то же время для формации является весьма незначительное развитие пирокластолитов.

Среди эффузивных образований главная роль принадлежит брекчиевым лавам основного состава, которые обычно образуют мощные нестратифицированные толщи, в пределах которых не различаются отдельные покровы и потоки, возможно, в силу их зеленокаменного перерождения. В противоположность им андезитовые порфириты и их субщелочные разновидности слагают переслаивающиеся маломощные потоки. Для основных эффузивов характерна шаровая, реже столбчатая отдельность и миндалекаменная структура.

Пирокластические образования пользуются незначительным распространением. Образуют они либо отдельные мощные горизонты глыбовых и агломератовых туфов, либо быстро выклинивающиеся пласты туфобрекчий среди эффузивов и терригенно-осадочных пород. Субвулканические тела спилит-диабазовой формации имеют весьма ограниченное распространение и залегают в виде пластовых залежей, силл и крутопадающих даек.

В большинстве случаев они представлены аналогичными породами, а в некоторых с повышенной щелочностью. Последние относятся к радиальным и концентрическим дайкам, которые представлены трахибазальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами, реже микродиоритами.

Подводя итог, необходимо отметить, что в целом верхнемеловой вулканогенный комплекс описываемой формации имеет трехчленное строение; в низах он представлен исключительно вулканогенно-кремнистыми образованиями (до 600 м), переходящими в средней части в терригенно-осадочные (85—150 м). Венчается верхнемеловой разрез эффузивами с незначительным развитием кремнистых пород (до 120 м).

В Мартунинском синклинории верхнемеловые вулканические образования трахибазальтовой формации выражены вулканокластической, лавовой и субвулканической и жерловой фациями, породы которых представлены миндалевидными витробазальтами, плагиобазальтами, анальцимовыми оливинowymi базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, габбро-диабазами и трахидолеритами. Помимо них встречаются типичные шаровые лавы, не образующие самостоятельных покровов. Мощность всей толщи колеблется от 100 до 800 м. В результате сантонского вулканизма в одних случаях преобладает лавовая фация, в других — вулканокластическая. Коэффициент эксплозивности 60—75%.

Субвулканическая и жерловая фации этого вулканизма представлены силлами, некками, дайками и экструзиями, группирующимися в ареалах местонахождения древних вулканических очагов или центров и зачастую образующими постепенные переходы с лавовыми подводными излияниями. Характерным для сантонских субвулканических интрузивов является наличие многочисленных разнообразных по мощности и протяженности силлов габбро-диабазов и диабазов и трахидо-

леритов, согласно залегающих в слоистых отложениях вулканогенных толщ нижнего сенона. Геологическое, петрохимическое и геохимическое изучение габбро-диабазовых силлов и лавовых образований показало их явную комагматичность.

Среди пород вулканокластической фации преобладают брекчиевые лавы, лавобрекчии, разнообразные литокластические туфы и туффиты базальтов. Для ранней фазы вулканической деятельности характерными являются подводные извержения центрального типа, деятельность которых сопровождалась мощными взрывными процессами. Последующий период вулканической активности характерен тем, что наряду с центральными излияниями происходили и подводные, относительно спокойные трещинные излияния лав базальт-трахибазальтового состава.

Поздне меловые интрузивы. Верхнемеловые гипербазитовые интрузии центральной части Малого Кавказа наиболее детально изучались А. Н. Соловкиным (1939), М. А. Кашкаем (1947), В. Е. Хаиным и Л. Н. Леонтьевым (1949), Ш. А. Азизбековым (1950), Э. Ш. Шихалибеги (1966).

В последние годы вопросы геологического положения и генезиса гипербазитовой формации Малого Кавказа изучались Ф. А. Ахундовым, Т. Г. Гаджиевым и Е. И. Потаповой (1969, 1970).

Поздне меловой магматизм в пределах Севано-Карабахской зоны носит более сложный характер, чем в других тектонических зонах Малого Кавказа. Здесь наравне с эффузивным вулканизмом, породившим комплекс лавовых, субвулканических и вулканокластических фаций базальтового, андезито-базальтового, спилито-диабазового состава, проявилась мощная магматическая деятельность с образованием линейно вытянутых ультраосновных и основных интрузивов, приуроченных к глубинным разломам.

Геологическое положение интрузивов ультрабазитов характеризуется тем, что они группируются всегда в виде резко обособленных поясов. В пределах Севано-Карабахской зоны на территории Азербайджана крайнюю северо-западную полосу ультрабазитовой формации составляют выходы ультраосновных и основных интрузивов, приуроченные к Тоурогачайскому синклинию. Ультрабазитовые интрузивы, начинающиеся от Башкентского перевала, далее протягиваются вдоль Мровдагского глубинного разлома до среднего течения р. Тоурогачай. Наиболее протяженной и широкой полосой ультрабазитов являются выходы интрузивов, приуроченные к Сарыбабинскому синклинию и образующие ряд параллельных и протяженных зон, протягивающихся с северо-запада параллельно Карабахскому глубинному разлому, а к юго-востоку несколько отклоняющихся от него и далее срезающихся им.

Область развития ультрабазитов и габброидов в коньяк-сантонское время испытывала дифференцированное погружение и расчленилась на узко локализованные зоны поднятий и прогибов, в результате чего изменилось соотношение глубины прогибов к их ширине. Все это привело к образованию расколов как на стыках зон поднятия и прогибов, так и в центральных частях прогибов.

Раннесантонские поднятия испытывали максимальное прогибание в альб-сеномане. К ним относятся Шальва-Башлыбельская, Казыхан-Лачинская и ряд других интрагеоантиклиналей. В результате погружения Сарыбабинской интрагеосинклинали и поднятия Лачинской интрагеоантиклинали произошло оживление Лачин-Башлыбельского глубинного разлома, вдоль которого внедрялись ультрабазиты и далее, несколько позднее — габброиды, прорывающие ультрабазиты.

Таким образом, имеющиеся данные о геологическом положении ультрабазитовых комплексов Севано-Карабахской складчатой зоны совершенно однозначно свидетельствуют о том, что внедрение ультраосновной магмы происходило в одну из начальных фаз крупной эпохи тектогенеза, когда первые наиболее значительные деформации сопровождались глубинными разломами.

Стадии максимального прогибания геосинклинального трога сопровождались подводным излиянием лав диабазового комплекса, представляющих собой продукты менее глубинных магматических очагов базальтового состава. Большая мощность эффузивно-осадочных образований, залегающих в основании разрезов, вмещающих ультрабазиты, свидетельствуют о том, что излияния происходили в течение длительного периода прогибания геосинклинали.

В составе гипербазитовой формации Севано-Карабахской зоны по геолого-петрологическим и петрохимическим особенностям и последовательности становления выделяются две субформации: 1) габбро-перидотитовая и 2) габбро-пироксенитовая.

Габбро-перидотитовая субформация, пользующаяся наибольшим распространением, представлена синтетектоническими телами, вытянутыми в общекавказском направлении, размеры которых не превышают 10—14 км² (чаще 1—3 км²). Основные массивы сопровождаются сателлитами различных форм и размеров — от десятков квадратных метров до 0,2 км². Отмечены они в районе сс. Ильяслар, Канлхкенд и Дамирчидам.

Пояса развития ультраосновных пород характеризуются кулисообразно расположенными асимметричными антиклиналями, разорванными вдоль осевых полос надвигами и взбросами, по которым внедрялись различные по составу ультрабазиты и связанные с ними габброиды. Поэтому они всегда приурочены к осевым частям антиклиналей. Массивы ультрабазитов имеют неправильно-линзовидную, штокообразную и пластообразную форму, а также встречаются в виде факолитов и лакколитов.

Геолого-петрологические данные по разнообразным породам интрузивного комплекса габбро-перидотитовой субформации и их взаимоотношению с вмещающими вулканогенно-осадочными породами указывают на магматическое происхождение всех докампанских ультрабазитов и их дифференциатов, которые характеризуются довольно определенным составом слагающих их пород. Представлены они различными перидотитами, дунитами и габбро-пироксенитами.

Среди перидотитов преобладают саксониты и гарцбургиты с содержанием ромбического пироксена от 20 до 35%. Лерцолиты и верлиты имеют незначительное распространение, причем последние пространственно связаны с габброидными (габбро-амфиболиты) дифференциатами ультрабазитов.

Дуниты, также имеющие ограниченное распространение в составе ультрабазитов, представлены линзообразными или неправильными «широобразными» телами, выклинивающимися как по простиранию, так и на глубину. Длина их колеблется от нескольких десятков до 350—400 м, на глубину они прослеживаются не более чем на 40—50 м. Мощность их варьирует в пределах от 0,5 до 25—30 м. Наиболее значительными являются Гейдаринское, Заидаринское, Казимбининское, Ипякское и Николаевское тела. По совокупности ряда признаков (резкие контакты с перидотитами, наличие гистеромагматического хромита) можно сделать заключение о несколько более поздней кристаллизации дунитов по сравнению с перидотитами.

Габбро-пироксениты встречаются чаще в виде апофиз ультрабазитов и реже слагают краевые фации перидотитовых массивов. Развита они в бассейне р. Левчай, близ с. Сеидляр, в районе Шахдага, в бассейне р. Тутхун и в Лачинском районе.

Все ультраосновные породы данной субформации сложены породообразующими минералами, представленными высокомагнезиальными силикатами: оливин-хризотил, содержащий 7—15% фаялитовой молекулы, ромбический пироксен — в основном энстатит и в меньшей степени бронзит с незначительным содержанием ферросилитового компонента. Из моноклинных пироксенов преобладают диопсид и диаллаг. Для этой субформации весьма характерным является наличие комагматических дайковых пород — габбро-диабазов, горнблендитов, альбититов и хлоропитов.

Интрузивные породы габбро-пироксенитовой субформации являются более поздними и более дифференцированными образованиями. Форма их тел неправильно-линзообразная, штокообразная. Размер их колеблется от десятков квадратных метров до 2—3 км² (близ с. Агятаг). Встречаются дайки.

Из ультраосновных интрузивов в данной субформации встречаются редкие мелкие массивы дунитов и дайки пироксенитов. Первые отмечаются в бассейне среднего течения р. Тертер. Форма массивов изометрическая, иногда слегка удлиненная. Размеры их колеблются от 0,4 до 1,5 км². Наиболее значительными из дунитовых массивов являются Баглыпеинский, Хотованский, Аджарисский, Джомардский и Левский (около с. Готурлы). Возможно, что все они представляют собой отдельные части единого крупного интрузивного тела, лишь частично вскрытого эрозией.

Основные породы рассматриваемой субформации представлены габбро, габбро-горнблендитами, габбро-пироксенитами и пироксенитами. Породы с ромбическим пироксеном встречаются исключительно редко, причем количество их не превышает 2—3%.

Характерной чертой габброидов данной субформации является резко выраженная пестрота их текстур, смена которых наблюдается на небольшой площади. Нередко среди габбро наблюдаются шшироподобные обособления пегматоидных разностей.

Все разновидности ультрабазитов Севано-Карабахской зоны в той или иной степени подверглись серпентинизации. Выделяются три этапа серпентинизации: ранний, являющийся автотаморфическим; промежуточный, приводящий к замещению всех минералов ультрабазитов хризотилом, который в свою очередь частично замещается почти бесцветным антигоритом; поздний, характеризующийся развитием антигирита, актинолита и тремолита.

Происхождение альпинотипной гипербазитовой формации вообще и Малого Кавказа в частности вызывает многочисленные дискуссии. Ряд исследователей, в особенности тектонисты, придерживаются мнения о холодном внедрении массивов ультраосновных пород, которому они придают неоправданно большое значение, рассматривая все без исключения массивы серпентинизированных перидотитов как повторно внедренные в холодном состоянии интрузивные массы («протрузии») (Книппер, 1964, 1969).

В последнее время высказываются гипотезы о внедрении ультрабазитов рассматриваемой формации в твердом состоянии непосредственно из мантии. Против этих гипотез на Малом Кавказе свидетельствуют следующие факты (Ахундов, Гаджиев, Потапова, 1969, 1970).

1. Тесная генетическая и пространственная связь перидотитов, ду-

нитов и пироксенитов с габброидами и в отдельных случаях с натровыми гранитоидами (плагиогранитами, гранодиоритами).

2. Ультрабазиты, будучи синскладчатыми образованиями, вовлекались с вмещающими их геосинклинальными эффузивно-осадочными толщами спилит-диабазовой формации и кремнистыми породами в последующие тектонические движения, поэтому в этих интрузиях весьма часто наблюдаются сорванные тектонические контакты, образование внутренних разрывов, серпентинитовые брекчии и реже небольшие перемещения бескорневых масс вдоль тектонически активных зон региональных разломов. Это и дало основание считать их протрузиями.

3. Наличие интрузивных контактов, которые ясно наблюдаются при детальном петрологическом исследовании.

4. Часто встречаются хлорит-пироксен-гранатовые контактово-метасоматические породы.

5. Четкая сопряженность гипербазитовой формации с раннесенонской вулканогенной толщей (спилит-диабазовая формация, представленная потоками различных базальтов, андезитов-базальтов, спилитов и диабазов).

Необходимо отметить, что такая тесная и постоянная связь гипербазитовой формации с основными эффузиями наблюдается и во многих других регионах развития альпинотипных перидотитов.

6. Детальное изучение структурно-минералогических особенностей серпентинитовых массивов в контакте с вмещающей толщей показало, что характерная для них петельчатая структура прекрасно выражена; последняя не могла бы сохраниться при внедрении этих массивов в твердом состоянии.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По химическому составу породы мезозойского магматизма Малого Кавказа относятся в целом к известково-щелочной серии, представлены вулканокластическими, лавовыми, субвулканическими и интрузивными породами. Извержения продолжались с перерывами в течение длительного времени — с начала байоса до начала кампанского яруса — и совершались в четыре этапа.

На первых трех этапах изменение состава магмы шло в сторону возрастающей кислотности, а на позднемеловом этапе в одних случаях вулканическая деятельность завершалась излияниями кислой магмы (Казахский прогиб), а в других случаях на юго-востоке, в пределах Мартунинского прогиба, происходили излияния исключительно базальтовой лавы. Вместе с тем породы выделенных циклов имеют свои отличительные особенности. Нижнебайосские вулканические образования являются производными магмы андезито-базальтового состава. При нормальном для данных пород содержании Al_2O_3 некоторые из них характеризуются присутствием избыточного глинозема. По химическому составу породы верхнебайосского этапа — производные липарит-дацитового состава существенно натрового состава; характерным для этих пород является значительное преобладание Na_2O над K_2O ($\frac{K_2O}{Na_2O} = 0,28$) и присутствие избыточного глинозема.

Средний состав батских вулканических пород приближается к андезито-базальтовому, а верхнеюрских — к андезито-дацитовому. Гранитоиды верхнеюрского — неокомского этапа по составу соответствуют кварцевому диориту. Кислые породы позднемелового этапа являются производными магмы липарит-дацитового состава. При общем преобладании Na_2O над K_2O для этих пород, по сравнению с породами ос-

тальных вулканических этапов мезозойского магматизма, характерно относительно повышенное содержание K_2O ($\frac{K_2O}{Na_2O} = 0,71$).

С целью установления приближенного среднего состава магмы, за счет дифференциации которой могли бы образоваться различные типы магматических пород, были вычислены основные среднеарифметические числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) для различных магматических пород в целом (табл. 5).

1. Нижнебайосские порфириды и диабазовые порфириды (среднее из 29 анализов).
2. Верхнебайосские кварцевые плагиопорфиры (среднее из 39 анализов).
3. Среднеюрские плагиограниты (среднее из 15 анализов).
4. Батские порфириды (среднее из 34 анализов).
5. Верхнеюрские порфириды и кварцевые порфириды (среднее из 14 анализов).
6. Верхнеюрские диабазовые порфириды (среднее из 6 анализов).
7. Верхнеюрские неокомские гранодиориты, кварцевые диориты, габбро-диориты и габбро (среднее из 76 анализов).
8. Верхнемеловые базальтовые и андезитовые порфириды (среднее из 31 анализа).
9. Верхнемеловые липаритовые порфиры и кварцевые альбитофиры (среднее из 23 анализов).
10. Верхнемеловые гипербазиты (среднее из 75 анализов).

Для суждения о составе исходной магмы мезозойского магматизма, породившей изверженные породы различной кислотности, в табл. 6 приводятся числовые характеристики средней магмы мезозойских изверженных пород и среднего авгитового андезита по Дэли.

Данные, приведенные в табл. 6, показывают, что состав магмы, вычисленный средневзвешенным способом, ближе всего стоит к среднему составу авгитовых андезитов по Дэли. Относительно меньшее значение a в составе средней магмы изверженных пород по сравнению со средним составом авгитовых андезитов по Дэли объясняется, по-видимому, сравнительно малым содержанием щелочей в магматических породах Малокавказской складчатой системы.

Анализ изменений петрографического и химического состава позволяет рассматривать комплекс мезозойских магматических пород как результат эволюции глубинных магматических очагов базальтоидного состава на различных уровнях их дифференциации и стадиях развития. Для выделенных циклов мезозойского магматизма характерна тесная сопряженность более основных членов с кислыми, причем, как правило, в большинстве случаев кислые члены завершают циклы магматической деятельности мезозойского времени. Между указанными группами пород существует целый ряд переходных членов, причем последние отличаются с типичной известково-щелочной серии пород, которые отличаются в основном по содержанию SiO_2 . Таким образом, близкое родство почти всех магматических пород и естественная группировка их по составу укладывается в один почти непрерывный ряд. Указанная особенность для первых двух циклов мезозойского магматизма (закономерность проявления магматизма во времени от более основных к кислым разностям), по-видимому, является, одной из характерных особенностей складчатых областей. Вместе с тем в поздне меловом цикле магматизма в пределах Агджакендского синклинория наблюдается отступление от общей закономерности, выраженное в изменении во времени состава магматических образований от кислых к основным породам.

Таким образом, для магматизма Малого Кавказа характерны как гомодромные, так и антидромные типы магматических серий (Заварицкий, 1950). При этом мезозойский магматизм этой территории отличается ярко выраженным характером гомодромного изменения состава магмы во времени.

Таблица 5

Средний химический состав магматических пород Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской зон Малого Кавказа

Анализ, №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Окислы										
SiO ₂	54,92	71,14	74,10	56,88	57,37	55,13	62,22	49,34	63,63	41,94
TiO ₂	0,36	0,18	0,13	0,38	0,49	0,90	0,28	0,95	0,13	0,31
Al ₂ O ₃	16,47	14,02	13,14	15,81	17,32	18,96	16,71	17,60	14,31	2,01
Fe ₂ O ₃	3,70	2,06	1,37	4,32	4,79	4,36	3,06	5,55	1,68	4,35
FeO ₂	5,94	1,44	1,31	4,22	2,68	4,75	2,88	4,07	1,01	5,31
MnO	0,05	0,05	0,03	0,08	0,03	0,13	0,04	0,07	0,01	1,68
MgO	3,98	1,04	1,08	3,21	2,83	2,27	2,50	3,86	0,90	33,85
CaO	6,95	2,60	2,01	6,63	6,42	5,83	5,43	9,67	2,91	6,92
Na ₂ O	3,51	3,64	4,48	2,99	4,06	4,10	3,87	2,90	2,74	0,31
K ₂ O	0,84	1,01	0,94	0,93	0,98	0,96	1,66	1,35	1,94	0,17
SO ₃	0,05	0,20	0,45	0,05	0,33	—	0,39	0,26	0,32	—
P ₂ O ₅	0,08	0,20	—	0,04	0,08	0,19	—	0,21	0,01	—
CO ₂	—	0,88	—	0,60	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,65
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,51
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6
H ₂ O ⁺	0,40	0,53	0,44	0,77	0,60	0,29	0,54	1,36	1,05	8,24
П.п.п.	2,38	2,02	0,88	3,18	2,59	2,05	0,76	2,86	3,53	—
Сумма	99,54	100,84	100,03	100,34	100,57	100,02	100,34	100,05	100,27	100,31

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Анализ, №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Коэф-фициенты										
<i>a</i>	9,4	9,4	10,5	8,1	11,0	11,2	11,0	9,1	9,0	0,8
<i>c</i>	6,8	3,1	2,3	7,2	6,7	7,6	4,4	8,2	3,6	0,7
<i>b</i>	18,1	7,6	5,6	15,4	13,5	13,9	13,1	20,9	7,1	57,5
<i>s</i>	65,7	79,9	81,4	69,3	68,8	67,3	71,5	61,8	80,3	40,9
<i>a'</i>	—	38,1	27	—	—	5,3	—	—	44,7	0
<i>f'</i>	50,6	39,8	42,5	53,5	52,0	65,1	41,8	45,0	34,0	5,4
<i>m'</i>	38,3	22,1	30,5	37,3	37,1	29,6	32,1	33,6	21,3	84,0
<i>c'</i>	11,1	—	0	9,2	10,9	—	26,1	21,4	—	10
<i>n</i>	85,5	84,2	86,8	86,5	85,6	86,3	78,2	76,4	68,46	71
φ	18,2	22,1	19,4	25,5	31,8	29,6	19,6	24,4	20,4	5,5
<i>t</i>	0,5	0,25	0,1	0,5	0,6	1,2	0,4	1,4	0,2	0,5
<i>Q</i>	5,8	37,9	39,7	15,2	0,89	4,6	16,5	2,8	39,0	20,4
$\frac{d}{c}$	1,8	3,0	4,9	1,1	1,6	1,5	2,5	1,1	2,5	1,1

Таблица 6

Средний химический состав магматических пород Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской зон Малого Кавказа

Средний состав мезозойских магматических образований Малого Кавказа				Средний андезит по Дэли			
<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>
8,9	6,7	15,7	68,7	11,6	6,3	13,4	68,7

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Азербайджанская часть Большого Кавказа характеризуется относительно небольшим распространением изверженных пород, развитых в пределах Тфанского и Вандамского антиклинориев, разделенных Закалато-Ковдагским синклиниорием.

В структурном отношении Тфанская зона представляет собой горст-антиклинорий, в строении которого участвуют ниже- и среднеюрские песчано-глинистые отложения, разбитые разломами на ряд блоков северо-западного простирания. Наиболее крупные разломы — Главный Кавказский и Малкамудский. Малкамудский разлом отделяет Тфанскую зону от Закалато-Ковдагского грабен-синклинория.

Вандамская зона в тектоническом отношении также представляет собою горст-антиклинорий, северо-восточное крыло которого посредством Зангинского глубинного разлома контактирует с Закалато-Ковдагским грабен-синклиниорием. В геологическом строении зоны принимают участие преимущественно юрские и меловые отложения, простирющиеся в северо-западном направлении вдоль предгорий южного склона Большого Кавказа более чем на 200 км. В этом направлении на фоне продольных структур общекавказского простирания выделяются участки поперечного воздымания и прогибания, обусловленные развитием в палеозойском фундаменте субмеридиональных разломов глубокого заложения.

В развитии мезозойского магматизма в структурно-формационных зонах южного склона Большого Кавказа наблюдается существенное различие. В пределах Вандамской зоны активность магматических процессов проявилась в байосское и сеноманское время, и продукты их выражены в вулканокластической лавовой и субвулканической фациях. Интрузивный магматизм в пределах Вандамской зоны не установлен. Обратная картина наблюдается в пределах Тфанской зоны. Здесь магматизм проявлен внедрением самостоятельных малых интрузий, представленных преимущественно силловыми и дайковыми образованиями, являющимися восточным продолжением Южного (Кахетинского) диабазового пояса Большого Кавказа (табл. 7).

Первые сведения о магматизме Юго-Восточного Кавказа можно найти в трудах Г. В. Абиха, К. М. Богдановича, В. В. Богачева и др. Для развития современных представлений о магматизме этой области имеют важное значение работы Р. Н. Абдуллаева и др. (1965), Ш. А. Азизбекова и М. М. Алиева (1940), М. Б. Бородаевской и др. (1966), Л. А. Варданянца (1939), В. В. Вебера (1939), И. Л. Воскресенского (1959), Г. В. Григорьянца (1962, 1964), М. А. Кашкая (1947), М. А. Кашкая, Г. П. Тамразяна (1967), Н. К. Курбанова и др. (1967), К. Н. Паффенгольца (1959, 1970), В. П. Ренгартена (1940), И. Н. Ситковского (1941), С. Г. Султанова (1959), В. Е. Хаина (1939), А. Н. Шарданова и В. Е. Хаина (1957), Э. Ш. Шихалибейли (1956) и др.

Развитие мезозойского магматизма в структурно-формационных зонах южного склона Большого Кавказа

Этап	Вандамская зона		Тфанская зона
	Эффузивы		Интрузивы
Позднемеловой	Вулканические извержения с образованием вулканокластов, лавовых покровов, субвулканических образований базальтового и андезитового состава		
Среднеюрский	Вулканические извержения с образованием вулканокластов, лавовых покровов, субвулканических образований базальтового и андезитового состава		Внедрение самостоятельных малых интрузий диабазовых, габбро-диабазовых, дацито-липаритовых даек и силлов

Тфанская зона. Магматизм в пределах Тфанской зоны проявлен преимущественно в виде самостоятельных малых интрузий. Незначительное развитие имеют также вулканические образования в водораздельной, смежной с Дагестаном, частью хребта. Возраст даек и малых интрузий еще окончательно не уточнен, так как вопрос верхнего возрастного предела их остается открытым. По мнению С. Б. Зулфугарова и Н. К. Курбанова (1969), формирование наиболее ранних пластовых интрузий происходило до и в начальной стадии складчатости. Дайки и жилообразные тела позднего этапа являются более поздними по отношению к предбайосскому складкообразованию, происшедшему в раннегеосинклинальный период Большого Кавказа.

Следует отметить, что эти магматические тела секут песчано-сланцевую толщину ниже- и верхнетоарского, местами и нижеааленского подъярусов, но нигде среди отложений байоса и выше не наблюдаются. Поэтому возраст даек и малых интрузий так называемой габбро-диабазовой формации является добайосским и внедрение их, по-видимому, связано с главным этапом складчатости — с предбайосскими складчатыми движениями.

Самостоятельные малые интрузии представлены некрупными массивами, дайками и силлами. Первый морфологический тип малых интрузий имеет небольшое развитие и встречается в виде линзообразных и реже изометрических тел. Полоса развития этих массивов совпадает с водораздельной и приводораздельной частями Главного хребта, где выступают Диндидагская, Самалитская, Гудурдагская, Гутонская, Жихихская и Мазымчайская группы массивов. Протяженность линзообразных тел изменяется в пределах 1,5—3,5 км, а ширина — 50—600 м. Контакты их крутые и падают в основном на северо-восток, отмечается также и юго-западное падение. Поверхность контактов с вмещающими породами тоара характеризуется обычно неровными извилистыми очертаниями и сопровождается зоной ороговикованных осветленных пород мощностью 10—15 м. Внутреннее строение интрузивных массивов, состав и структура слагающих их пород неодинаковы и изменяются от центра к периферии. В эндоконтакте этих массивов развиты в основном мелкозернистые разновидности, диабазовые порфириты и диабазы, сменяющиеся по направлению к центру более крупнозерни-

стыми породами (габбро-диабазы и габбро). Диабазы в эндоконтакте нередко имеют миндалекаменную структуру. Для всех этих пород главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз (Лабрадор) и моноклинный пироксен, иногда в незначительном количестве встречаются калиевые полевые шпаты и биотит.

Более широкое развитие имеют силлы и дайки, входящие в так называемый Южный, или Кахетинский, диабазовый пояс, по Л. А. Варданянцу (1940). Выходы даек и силлов контролируются разломами и поэтому располагаются параллельными полосами. Наибольшая их концентрация отмечается в зонах Главного Кавказского, Чугак-Жихихского, Кацдаг-Кехнамеданского, Гюмбульского и Малкамудского разломов и в непосредственной близости от них. Мощность даек и силлов варьирует от 1 до 20 м. Протяженность даек изменяется от нескольких десятков до 150 м, а в отдельных случаях до 1,5—2,0 км. Наблюдаются частые чередования глинистых и песчано-глинистых сланцев с силлами диабазов и диабазовых порфиритов. На Мазымчае в обнаженной части разреза мощностью 20 м отмечено шесть пластовых инъекций мощностью 1—1,5 м каждая. Дайки занимают секущее положение по отношению к вмещающим песчано-глинистым отложениям и оказывают на них контактовое воздействие. Мощность зон контактов составляет 0,1—2 м и зависит от мощности самих даек. Нередко последние от тектонических воздействий обретают рассланцованную текстуру. Такие сильно катаклазированные дайки широко развиты в пределах Кацдагского медно-полиметаллического месторождения и на левобережье р. Мазымчай, непосредственно к северу от шоссеиной дороги Белокан—Лагодехи. Дайки и силлы самостоятельных малых интрузий совместно с вмещающими глинистыми сланцами участвовали в процессе складкообразования отложений Тфанской зоны.

По петрографическому составу среди дайковых и силловых пород выделяются диабазовые порфириты; диабазы, в меньшем количестве кварцевые диабазы, габбро-диабазы, диоритовые порфириты, дациты и альбитофиры.

Самостоятельные малые интрузии оказывают контактовое воздействие на вмещающие песчано-глинистые отложения тоара и отчасти аалена и сопровождаются эндоконтактовым ореолом ороговикованных пород мощностью 1—2 м. Они обычно содержат разноориентированные и в различной степени ороговикованные ксенолиты вмещающих глинистых сланцев и тонкослоистых песчаников.

Вандамская зона. В размещении мезозойского вулканизма Вандамской зоны наблюдается определенная закономерность, тесно связанная с тектоническим строением. Наибольшая вулканическая активность проявилась на участках, совпадающих с поперечными воздыманиями, и относительно слабое проявление вулканизма наблюдается в зонах поперечных опусканий. Эта закономерность наиболее отчетливо выражена для среднеюрского вулканизма. В развитии вулканизма Вандамской зоны устанавливаются два этапа, охватывающие среднеюрскую (байосскую) и поздне меловую (сеноманскую) эпохи.

Среднеюрские вулканогенные образования, развитые на участке между реками Джулянчай и Дамирапаранчай, выступают в сводовой части Вандамского антиклинория, занимая площадь порядка 100—120 км². Нижний контакт вулканогенной толщи не обнажается, а в северном крыле антиклинория в районе с. Вандам она несогласно перекрывается верхнеюрскими известняками. Обнаженная мощность среднеюрской вулканогенной толщи здесь превышает 500 м. Анализ пространственного распределения продуктов вулканической деятельности в пределах Вандамского антиклинория показывает, что для средней

юры в пределах этой зоны намечаются две группы центров вулканических извержений. Одна группа располагалась на участке между р. Гейчай и с. Вандам, а другая локализовалась к востоку от р. Гейчай, располагаясь линейно в субширотном направлении от с. Курбан-Эфенди до р. Ахохчай. Формирование среднеюрской вулканогенной толщи в пределах Вандамской зоны происходило в субмаринных условиях при погружающемся режиме дна бассейна. Анализ фаций среднеюрских вулканических образований на всем протяжении их развития показывает, что извержения происходили путем взрывной деятельности вулканов центрального типа, расположенных вдоль осевой полосы рассматриваемой зоны, что обусловило преобладание пород вулканокластических фаций — надлаговой и субвулканической. Коэффициент эксплозивности среднеюрских вулканогенных пород этой зоны равен 65—70%. Судя по петрографическому составу перед среднеюрской вулканогенной толщей рассматриваемой зоны, вулканы Гейчай-Вандамской группы извергали вулканические продукты более основного состава, чем группа вулканов Курбан-Эфенди-Ахохчайская.

Это различие наиболее отчетливо наблюдается при сопоставлении пород субвулканической фации. Породы субвулканической фации, развитые к западу от Гейчая, имеют более основной состав и представлены пикритовыми порфиритами, базальтовыми и диабазовыми порфиритами, чем таковые, выступающие в районе с. Курбан-Эфенди. Здесь породы субвулканической фации представлены сиенит-порфирами, диоритовыми порфиритами и их кварцсодержащими разновидностями. Породы лавовой фации среднеюрского вулканизма представлены плагиоклазовыми, пироксеновыми, андезитовыми порфиритами, базальтовыми и диабазовыми порфиритами. Обломочные вулканические породы преимущественно базальтового состава сложены вулканическими брекчиями, агломератовыми туфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Среди мелкозернистых туфов преобладают литокластические, кристалло-литокластические структуры и полимиктовые разности.

В результате постмагматических процессов первоначальный состав и структура байосских вулканических пород подверглись соответствующим изменениям, преобладающими из которых является автометаморфизм, имеющий региональное развитие. Он выражен в альбитизации плагиоклазов, уралитизации, хлоритизации моноклиальных пироксенов и серпентинизации оливина.

Верхнемеловые эффузивы и их субвулканические фации. Вулканические процессы позднемелового времени в пределах Вандамской зоны имели несравненно большее распространение, чем среднеюрского. Сеноманские вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования с некоторыми перерывами занимают полосу общей протяженностью порядка 200 км. Наибольшие выходы их на современном эрозионном срезе связаны с поперечными поднятиями, унаследованными от домезозойского фундамента южного склона. Верхнемеловой вулканизм в поперечных выступах проявился более интенсивно, и продукты вулканической деятельности выступают на поверхность, а в поперечных прогибах они погружаются под более молодые третичные отложения. В отличие от продуктов байосского вулканизма, выступающих в сводовой части Вандамского антиклинория, сеноманские вулканогенные образования на различных участках зоны слагают то южное, то северное крылья антиклинория. Мощность вулканогенных образований к востоку на запад увеличивается от 500—600 м в междуречье Ахсу — Гирдыманчай до 1000 м и более в бассейне р. Дашагиль-

чай. Ширина полосы развития вулканогенных образований достигает 5—6 км.

В составе сеноманских вулканогенных образований преобладают породы вулканокластической и вулканогенно-осадочной фаций; лавовые и субвулканические образования, хотя и встречаются почти повсеместно по всей полосе развития этих образований, но играют резко подчиненную роль. Лавовая и субвулканическая фации здесь представлены габбро-диабазами, долеритовыми и диабазовыми порфиритами, пикритовыми и плагиоклазовыми порфиритами. Среди вулканокластических образований наибольшим распространением пользуются туффиты, туфобрекчии, туфоконгломераты и туфопесчаники. При этом породы лавовой и субвулканической фаций имеют наибольшее распространение в восточной части полосы развития вулканогенной толщи в междуречье Ахсу — Джульянчай. В бассейне среднего течения Гирдыманчая, в районе с. Кораноур, выступают породы субвулканической фации, развитые в ареале центров вулканической деятельности. Эти породы представлены габбро-диабазами, долеритами, пикритовыми порфиритами, реже андезитовыми порфиритами. Породы вулканокластической фации пользуются здесь ограниченным распространением. В целом в составе вулканогенных образований позднемелового этапа вулканизма породы вулканокластической и вулканогенно-осадочных фаций преобладают над породами лавовой и субвулканической фаций. Коэффициент эксплозивности равен 80—85%. Характерной особенностью пород вулканокластической фации является то, что в их составе наравне с обломками основных и кислых эффузивных пород присутствуют также мелкие и крупные гальки гранитоидов — гранодиориты, кварцевые диориты и диориты. Наибольшее развитие конгломераты с гальками гранитоидов имеют на участке междуречья Ахсу — Гирдыманчай. Присутствие этих галек указывает на наличие в этой части южного склона Большого Кавказа не вскрытых еще эрозией гранитоидных интрузивов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрохимические особенности мезозойского магматизма Большого Кавказа по сравнению с таковыми Малого Кавказа изучены слабее. Химическая характеристика мезозойских магматических пород приводится по результатам 39 анализов. Из них на долю вулканогенных образований Вандамского антиклинория приходится 13 анализов: 9 — по байосским и 4 — по сеноманским вулканитам. Магматические образования Тфанского антиклинория Большого Кавказа, представленные так называемой «диабазовой формацией», характеризуются 26 химическими анализами. Магма среднеюрского вулканизма Вандамского антиклинория имела известково-щелочной состав, и вулканогенные образования байосса являются производными андезито-базальтовой магмы.

Как видно из табл. 8, байосские вулканогенные образования по химическому составу близки к среднему составу андезито-базальтов по Дэли, отличаясь лишь несколько большим содержанием SiO_2 , MgO , CaO , K_2O и меньшим Al_2O_3 и Fe_2O_3 . В силу этого по сравнению со средним андезито-базальтом из числовых характеристик этих пород a , s и c несколько больше, a , c , b , f и n — меньше. Однако по всем числовым характеристикам эти породы вполне аналогичны андезито-базальтам (Заварицкий, 1950).

Сеноманский вулканизм Вандамского антиклинория, отличающийся от байосского значительным преобладанием вулканокластической фации над лавовой, по химическому составу вполне сходен с байос-

Таблица 8

Средний химический состав магматических пород Вандамской и Тфанской зон
Большого Кавказа

Анализ, №	1	2	3	4
Окислы				
SiO ₂	52,48	54,27	48,80	68,14
TiO ₂	0,81	1,41	59	0,26
Al ₂ O ₃	14,88	18,69	15,75	14,23
Fe ₂ O ₃	2,82	4,33	2,20	2,34
FeO	4,08	3,17	9,90	3,55
MnO	0,06	0,06	0,26	0,01
MgO	5,70	3,43	6,55	1,84
CaO	8,42	7,45	6,45	3,22
Na ₂ O	3,59	3,95	2,17	4,01
K ₂ O	2,81	1,76	0,44	1,54
CO ₂	—	—	—	0,09
P ₂ O ₅	—	—	0,13	—
H ₂ O	0,97	1,44	0,16	0,44
П.п.п.	3,44	1,76	4,73	0,70
Сумма	100,06	101,72	99,13	100,37

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,8	11,3	5,8	10,6
<i>c</i>	4,9	7,5	8,5	3,8
<i>b</i>	22,3	15,3	24,6	8,6
<i>s</i>	60,9	65,9	61,6	76,8
<i>a'</i>	0	0	0,6	4,4
<i>f'</i>	31,8	42,2	50,1	60,1
<i>m'</i>	43,1	38,7	49,3	35,1
<i>c'</i>	25	15,1	0	0
<i>n</i>	59	80	89	82
<i>t</i>	1,1	1,95	2,4	0,2
φ	12,4	25,95	8,4	2,4
<i>Q</i>	13	1,88	2,3	28,8
$\frac{d}{c}$	2,9	1,63	0,6	2,9

1. Байосские диабазовые, пикритовые и пироксен-плагноклазовые порфириты (среднее из 9 анализов).

2. Сенюманские диабазовые, долеритовые и пироксен-плагноклазовые порфириты (среднее из 4 анализов).

3. Среднеюрские габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты (среднее из 22 анализов).

4. Среднеюрские (?) дациты (среднее из 4 анализов).

ским. Магма сеноманского вулканизма по составу также относится к известково-щелочному ряду, а вулканогенные образования являются производными андезито-базальтовой магмы. Химический состав вулканических пород сеномана вполне аналогичен таковым среднего андезито-базальта по Дэли, отличаясь лишь несколько большим содержанием Al_2O_3 и меньшим FeO и MgO . Вследствие этого некоторые числовые характеристики a , c , и s несколько больше, а b меньше таковых среднего андезита.

Малые интрузии Тфанского антиклинория представлены двумя крайними членами — основными и кислыми породами. Первые — габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты «диабазовой формации» — пользуются исключительно широким развитием. Кислые и средние по составу интрузивы представлены преимущественно различными дацитами, андезито-дацитами и диоритовыми порфиритами.

Среднеюрские интрузивные образования «диабазовой формации» по составу магмы относятся к известково-щелочному ряду и являются производными базальтоидной магмы. Эти интрузивные образования по своему химическому составу вполне совпадают со средним габбро по Дэли, отличаясь от последнего большим содержанием FeO и меньшим Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и CaO . Вследствие этого числовые характеристики данных пород характеризуются несколько большими b и s и меньшим a по сравнению с таковыми среднего габбро по Дэли. Наконец, химизм кислых интрузивных образований средней юры рассматриваемого района (дацитов) характеризуется по результатам 4 анализов. Химический состав этих пород в целом близок к таковому среднего дацита по Дэли, отличаясь несколько большим содержанием SiO_2 , FeO и меньшим Al_2O_3 и K_2O . Соответственно некоторые числовые характеристики этих пород также немного отклоняются от таковых среднего дацита, характеризуясь несколько большими b и s и меньшими a и a' . Значительный интерес представляет также распределение микроэлементов в магматических породах Большого Кавказа (Виноградов, 1962).

КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ МАЛОГО КАВКАЗА

Кайнозойская магматическая деятельность началась на Малом Кавказе в раннем эоцене и с перерывами продолжалась до антропогена включительно. Наиболее интенсивно она проявилась в пределах Севано-Карабахской, Араксинской и Талышской зон.

Вопросы кайнозойского магматизма Малого Кавказа нашли свое отражение в работах Ш. А. Азизбекова (1959, 1961), Ш. А. Азизбекова и др. (1964), М. А. Кашкая (1955), М. А. Кашкая и др. (1967), Э. Ш. Шихалибейли (1962, 1966, 1967), Т. Г. Гаджиева (1962, 1964), А. И. Мамедова (1964, 1969), М. И. Рустамова (1960, 1968), А. Э. Багирова (1962_{1,2}), Р. Ш. Азизбекова (1964), Г. И. Аллахвердиева (1967), Ф. А. Аскерова (1966).

Изучение пространственного распределения вулканических продуктов в связи с их структурной приуроченностью, условиями формирования интрузивных и эффузивных образований и изменениями состава пород во времени позволяет в кайнозойском магматизме выделить два цикла: палеогеновый и неогеновый.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Изменение структурного плана Малокавказско-Эльбурской геосинклинальной системы на рубеже мела и палеогена вызвало смещение и углубление геосинклинальных прогибов, сопровождавшихся интен-

сивным магматизмом. В его развитии устанавливаются два этапа, охватывающих соответственно эоценовую и олигоценовую эпохи. Причем среднеэоценовый этап, в свою очередь подразделяется на два подэтапа — ранний и поздний. Интенсивная вулканическая деятельность протекала в унаследованных и наложенных прогибах Севано-Карабахской, Араксинской и Талышской зон, характеризующихся глыбово-блоковым строением фундамента и контрастным развитием новых и возобновлением более ранних глубинных разломов.

Эоценовые эффузивы и их субвулканические фации. Продукты эоценового вулканизма получили широкое развитие во всех палеогеновых прогибах Малого Кавказа.

В *Сомхито-Агдамской зоне* эоценовый вулканизм проявился только в Казахском прогибе и с меньшей силой, чем в остальных палеогеновых прогибах Малого Кавказа, с образованием пород субщелочной серии. Вулканической деятельности среднего эоцена здесь предшествовало накопление нормально-осадочных пород дания — палеоэоцена и нижнего эоцена. Вулканизм, по данным Ф. Г. Аскерова (1966), носил трещинно-центральный и подводный характер. Лавы имеют большое площадное распространение и сложены андезитами, трахиандезитами, трахидолеритами и трахиандезито-базальтами, характеризующимися расслоением, флюидалной линейно вытянутой пузыристостью и наличием трубчатых пустот. Вулканокласты, пользующиеся подчиненным значением, представлены туфолавами, лавобрекчиями, пемзовыми и агломератовыми туфами того же состава. Субвулканическая фация представлена порфирировидными трахидолеритами, оливиновыми и биотитовыми трахиандезитами, слагающими вулканические аппараты — экструзивы Гамешичал, Дидиван, Хачадаг, Демирчиляр. Последние располагаются среди пород лавовой серии (цеолитовые трахиандезиты). Широкое развитие получили процессы автотоморфизма, выраженные в цеолитизации, хлоритизации, кальцитизации и альбитизации.

В *Севано-Карабахской зоне* эоценовый вулканизм связан с формированием Кельбаджарского, Калабойнинского и Мыхтакянского наложенных прогибов, характеризующихся поперечным расположением по отношению к более древним структурам. Причем в отличие от других палеогеновых прогибов в Севано-Карабахской зоне вулканизм начинается со среднего эоцена. Нижний эоцен представлен в осадочной фации.

По данным Г. И. Аллахвердиева (1967), в среднем эоцене интенсивный подводный вулканизм происходил в пределах Кельбаджарского и Калабойнинского прогибов и несколько более слабый в Мыхтакянском прогибе. В первом среднеэоценовые агломератовые и глыбовые вулканокласты находятся в переслаивании с андезитовыми лавами общей мощностью более 500 м. Выступают они в полосе между горой Агкая и с. Чайговушан, а также в районе курорта «Истису» и восточного склона горы Кети. К северу от сс. Шуртан и Алхаслы происходит увеличение лавокластов. В Калабойнинском прогибе (район сс. Заркулу, Агджакенд и Оруджлу) также наблюдается переслаивание андезитовых лав с их вулканокластами. Последние к краям прогиба переходят в осадочно-туфогенные образования.

В Севано-Карабахской зоне среднеэоценовый вулканизм носил пульсационно-ритмичный характер. Вулканизм имел трещинный (Кельбаджарский и Калабойнинский прогибы) и центрально-трещинный (Мыхтакянский прогиб) характер, приурочиваясь к зонам глубинных разломов (Лачин-Башлыбельский, Тертерский и др.).

С среднеэоценовым вулканизмом связано образование субэффузивных даек, локализованных в Кельбаджарском прогибе и Сарыбабин-

ском синклинории среди отложений верхнего мела и среднего эоцена; представлены они роговообманковыми андезитами, андезито-базальтами, которые чаще всего образуют локальные участки скопления — дайковые поля.

Позднеэоценовый вулканизм в связи со сводовым поднятием приобретает ослабленный характер, приурочиваясь лишь к Кельбаджарскому прогибу. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии верхнего эоцена развиты в водораздельной части горы Сарыбулагдаг и в районе горы Кети, где они представлены переслаиванием туфоконгломератов, туфопесчаников и аргиллитов с подчиненными покровами андезитов. На западном склоне горы Сарыбулагдаг количество и мощность андезитовых покровов возрастают.

В Талышской зоне в раннем и среднем эоцене накапливались преимущественно вулканогенные образования андезито-базальтового и базальтового состава, достигающие 2000 м мощности. Для вулканизма раннего эоцена выделяется ряд последовательно проявившихся стадий вулканической деятельности, характеризующихся различной интенсивностью, типом извержения, петрографическим составом. В начальной стадии вулканизм выражен лейцит-анальцимовыми туфами трахиандезитов (400 м), развитыми в юго-западном крыле Астаринского поднятия и переходящими через Талышский хребет по простиранию на территорию Ирана. Лавовые покровы имеют весьма подчиненное развитие и выражены лейцитовыми трахиандезитами. Вулканизм данной стадии контролировался глубинными разломами, расположенными на территории иранского Азербайджана. Промежуточная стадия вулканизма представлена вулканическими конгломерато-брекчиями и лавобрекчиями с подчиненными слоями агломератовых лав (андезито-базальтов и базальтов), развитыми преимущественно в области Космальянского прогиба (440 м) и сравнительно меньше (50—100 м) в юго-западном крыле Астаринского поднятия. Они занимают значительную площадь в бассейне р. Конджавучай и сравнительно подчиненную в верховьях рек Лякярчай и Вешарючай. Для вулканокластов характерны неотсортированность и уменьшение размера обломков вверх по разрезу. Вулканические центры этой стадии вулканизма представлены возвышенностями Шанданкаласы, Ляжи, Даваши, Калапуты, Зеленая сопкой и рядом других безымянных высот Талышского хребта, их жерловая фация сложена лавобрекчиями андезито-базальтов. Эти вулканические центры лежат в полосе, вытянутой с юго-востока на северо-запад, и образуют конусовидные и куполовидные возвышенности с эллипсоидальными и овальными очертаниями.

Продукты поздней стадии раннеэоценового вулканизма Талыша накопились в основном в Космальянском прогибе и характеризуются лавами и вулканокластами пикрит-трахибазальтов и лейцитовых базанитов общей мощностью до 450 м. При этом преобладают вулканокласты, представленные туфами до пикрит-трахибазальтов, шлаковыми, спекшимися пемзовыми туфами базальтов и трахибазальтов, вулканическими бомбами пикритовых витробазальтов, гиалобазальтов и лейцитовых базанитов, а также вулканическими брекчиями лейцитовых базанитов и их туфами, бомбовыми базальтовыми конгломератами и туфами трахибазальтов. Породы лавовой фации представлены анальцимовыми пикрит-трахидолеритами, палагонитовыми пикрит-трахибазальтами, витрофировыми пикрит-базальтами, порфиоровыми трахибазальтами, лейцитовыми базанитами, лейцитовыми трахидолеритами и трахибазальтами.

Основными центрами извержения этой стадии были Гельдаринский, Говеринский и Хиверинский вулканические аппараты, располо-

женные в Космальянском прогибе, а также Шанданкаласы и Зеленая сопка на юго-западном крыле Астаринского поднятия. Первые имеют грушевидную и овальную формы и сложены витрофировыми базальтами, лейцитовыми базанитами, кринанитами и эссекситами.

Субвулканический интрузив Зеленая сопка представлен гленмуиритами, а Шанданкаласы — порфировидными трахибазальтами и витробазальтами. Для последних характерна брекчиевая текстура, обусловленная двухимпульсным внедрением расплава, что привело к разламыванию и цементации пород жерловой фации предыдущей стадии.

Помимо этих вулканических центров извержение происходило также через серию трещин подводящих каналов, выраженных субэффузивными дайками, развитыми в верховьях р. Конджавучай и характеризующимися лейцитовыми и оливиновыми трахибазальтами, палагонитовыми трахибазальтами и базальтами и палагонитовыми долеритовыми базальтами. При этом перерыв между отдельными импульсами внедрения был кратковременным, о чем свидетельствует наличие зоны закалки между пересекающимися дайками.

В конце раннего эоцена образовалась Кялаханская группа субинтрузивов в виде куполовидных, пластообразных и дайковых тел. Первый из них представлен собственно Кялаханским субвулканическим интрузивом (600×300 м) габбро-тешенитового состава. Контактные изменения в ореоле субинтрузива выражены ожелезнением, пиритизацией и дроблением вмещающих вулканогенных пород промежуточной стадии раннеэоценового вулканизма. Силлы представлены габбро-тешенитами, а дайки — авгитовыми вогезитами, прорезающими те же вулканогенные породы, что и Кялаханский субвулканический интрузив.

В начале среднего эоцена (нижний лютет) в обособленном морском бассейне образуется осадочно-туфогенная толща (350—400 м), развитая лишь в восточной части Космальянского прогиба и выклинивающаяся в сторону Астаринского поднятия. Слабые периодические эксплозии этого времени выражаются в образовании витрокластических туфов лейцитовых базальтов, а также разнотернистых туффитов и туфопесчаников, находящихся в переслаивании с нормально-осадочными породами.

Для толщи характерны резко выраженная слоистость и наличие крупных обломков андезитов в базальных конгломератах в основании и миндалевидных базальтов, тяготеющих к верхам разреза, а также сильные цеолитизация, карбонатизация и хлоритизация пород.

Вулканическая деятельность к концу среднего эоцена (поздний лютет) связана с перестройкой структурного плана Талышской зоны — миграцией области прогибания на северо-восток и заложением Лерикского прогиба. Вулканизм происходил в субэаральных условиях и осуществлялся из вулканов центрально-трещинного типа. Начальные импульсы носили центральный характер, на это указывают преобладание вулканокластов над лавами, более крупнообломочный их характер, а также плохая отсортированность. Вулканические центры (Розаново, Сарыбулак, Арвана, Дыман и др.) располагались вдоль юго-западного контура Лерикского прогиба. В последующих импульсах вулканизм носил трещинный характер, и образовались лавовые покровы, огибающие северо-восточное крыло Астаринского поднятия.

Породы лавовой серии и вулканокласты общей мощностью до 450 м по составу относятся к трахиандезито-базальтам и эгириновым трахиандезитам. Для них характерно наличие многочисленных, цепочкой расположенных глыб известняков, поднятых по разлому из верхнемелового субстрата. Наряду с этим среди обломков вулканокластов также встречаются окатанные гальки пелитоморфных известняков.

Субвулканическая фация среднеэоценового вулканизма представлена пироксеновыми, эгирин-лейцитовыми трахиандезитами и биотит-баркевикитовыми трахиандезито-базальтами. Все они (за исключением субинтрузива Розаново) находятся среди пород вулканокластов и лав среднего эоцена и контролируются разломом северо-западного простирания, проходящим вдоль северо-восточного борта Астаринского поднятия.

Кольцеобразное расположение субвулканических интрузивов Розановской группы, сложенных атакситовыми трахиандезитами, очевидно, связано с обрушением вулканической постройки с образованием кальдеры со сглаженными внутренними и обрывистыми внешними склонами.

Как было отмечено выше, поствулканические процессы, связанные с ранне- и среднеэоценовым вулканизмом, имеют широкий диапазон и площадное распространение с образованием анальцима, натролита, ломонтита, гейландита, томсонита и кальцита. Эти минералы отлагались в миндалинах, пустотах, трещинах и интерстициях и выражены различными морфологическими формами. По минеральной ассоциации и порядку выделения минералов среди миндалин выделяются хлорит-анальцимовые, хлорит-натролитовые, хлорит-анальцим-кальцитовые, хлорит-анальцим-натролитовые и хлорит-кальцитовые разности. Наряду с этим отмечаются жилы, линзы и гнезда (выполненные указанными минералами), приуроченные как к первичным трещинам в субвулканических интрузиях, так и к зонам разломов.

Позднеэоценовое время характеризуется устойчивым прогибанием Лерикского прогиба, охватившего значительную часть территории Талыша, с переходом в сопредельные районы Иранского Азербайджана. Здесь началу вулканизма предшествовало образование флишевой толщи с максимальной мощностью 1000 м в юго-восточной части прогиба и минимальной 200 м в северо-западной. Дальнейшее развитие этого прогиба сопровождалось извержением мощной толщи вулканокластов и лав. Последние характеризуются довольно выдержанным простиранием вдоль запад-юго-западной границы прогиба (Пештасарский хребет) и в поперечном сечении последнего.

Состав и мощность верхнеэоценовых эффузивов с удалением от вулканических центров заметно изменяются. Вблизи вулканических центров (Бузеир, Пашагол, Кызкаласы) мощность вулканогенных образований достигает более 1000 м и наблюдаются довольно разнообразный состав и переслаивание потоков лав и вулканокластов, а на отдаленных участках мощность их заметно убывает и они выражены лишь эффузивами верхних его горизонтов. Неоднократные вулканические импульсы привели к образованию вначале вулканокластов и лавовых потоков амигдалоидных трахиандезитовых базальтов, затем лапиллиевых и спекшихся туфов и туфобрекчий и лав трахиандезитов. Заключительные импульсы породили туфы и туфобрекчий трахиандезитов, переслаивающихся с лавовыми потоками того же состава.

Субвулканическая фация позднеэоценового вулканизма представлена экструзивами Кызкаласы, Пашагол и Бузеир, вытянутыми цепочкой вдоль продольного разлома борта прогиба и сложенными порфиroidными трахиандезитами. В Лерикском прогибе вулканизм затухает и происходит миграция зоны максимального прогибания на северо-восток, где накапливается ритмичная глинисто-алеврито-песчаная толща верхнего эоцена мощностью более 800 м.

В Араксинской зоне эоценовый вулканизм на значительной части Ордубадского прогиба связан с последатской регрессией зоны прогибания на восток-юго-восток, в область Зангезурского поднятия.

Вулканические образования нижнего эоцена широко развиты в восточной и юго-восточной частях Ордубадского синклинория (сс. Ашаги, Акулис, Чапаевка, Дуглун, далее Чананаб, Урумыс, Насирваз, Аляги, Хурст, Нургут). В бассейне верхнего течения р. Гилянчай подошва нижнеэоценовых вулканических образований не обнажается, к югу, начиная со среднего течения Ордубадчая, и далее на запад они подстилаются отложениями датского яруса — палеоцена, верхнего мела, а на территории Армении — отложениями девона.

Распределение вулканического материала показывает, что излияния в основном происходили из вулканических аппаратов трещинного (в ранней стадии) и трещинно-центрального типов в подводных условиях. Наибольшая мощность их (более 1000 м) отмечается вблизи вулканических центров.

Изучение разрезов показывает, что излияния лав часто сменялись выбросами вулканокластов. Породы лавовой фации представлены различными андезитовыми, андезит-базальтовыми, базальтовыми и другими порфиритами — плагиоклазовыми, пироксеновыми, роговообманковыми, кварцевыми. Вулканокласты представлены вулканическими брекчиями и конгломератами, туфобрекчиями и туфами. Обломки их по составу соответствуют породам лавовой фации.

Субвулканические интрузивы Казангелдага, Аляги, Учурдага, Капуджика, Башдиза сложены диоритовыми порфиритами, располагающимися среди раннеэоценовых эффузивов. Бисмалиты, силлы и дайки, являющиеся корнями лавовых покровов, широко распространены в крайней юго-восточной части Ордубадского синклинория (полоса Кетам — Нюсюс). Они прорывают карбонатно-терригенные отложения турона, палеоцена и по составу отвечают пироксеновым, кварцевым и диабазовым порфиритам. Контактное воздействие их выражено лишь в ожелезнении, уплотнении, ороговиковании и кальцитизации вмещающих пород.

Идентичность химико-минералогического состава раннеэоценовых эффузивов и субвулканических образований указывает, что питание их происходило из единого недифференцированного подкорового магматического очага.

Постмагматические процессы выразились в хлоритизации, эпидотизации, кальцитизации, а также заполнении пустот лавовой фации (от периферии к центру) кварцем, хлоритом, эпидотом и гидроокислами железа. Переход к среднему эоцену (раннему лютету) ознаменовался регионально выраженной трансгрессией и расширением площади морского бассейна. Вулканизм же заметно ослабевает и подчиняется процессу седиментации нормально-морских карбонатно-терригенных осадков.

Эффузивный вулканизм этого времени носил пульсационный характер и проявился тремя вспышками, определяющимися тремя горизонтами (по 150 м) порфиритовых агломератных лав, разделенных (Байахмед-Карангуч) пачками нормально-осадочных и туфогенных пород. В пространственном размещении эффузивных продуктов происходит (с юго-востока на северо-запад), с одной стороны, уменьшение мощности порфиритовых агломератов и их вулканокластолитов, а с другой стороны, возрастание роли в разрезе туфогенно-осадочных пород ритмичного чередования. Далее, к западу (бассейн р. Нахичеванчай), эффузивы выпадают из разреза, а туфогенные породы приобретают мелкообломочный характер. Такое размещение эффузивов и их вулканокластолитов указывает, что вулканические центры в нижнем лютете так же, как и в нижнем эоцене, находились в восточной и юго-восточной частях Ордубадского синклинория.

В позднем лютете подводный вулканизм приобрел эксплозивный характер, выразившийся в развитии порфиритовых вулканокластов и отсутствии лавовых покровов. Однообразный их состав позволяет предполагать, что они образовались за счет недифференцированной андезитовой магмы. Вулканические извержения в это время имели центральный характер и были периодическими.

К началу позднего эоцена в Араксинской зоне происходит затухание вулканизма и в сильно сокращенном полузамкнутом морском бассейне отлагаются регрессивные нормально-осадочные породы (гравелиты, песчаники и глины) с включениями гипса и кальцита.

Олигоценовые эффузивы и их субвулканические фации. В олигоцене все альпийские прогибы испытывают воздымание, начавшееся еще с позднего эоцена. В связи с этим осадки олигоцен-миоцена в них либо отсутствуют (Севано-Карабахская зона), либо представлены в молассовой фации, отвечающей уже орогенной стадии развития области. С этим же периодом общего поднятия Талыша связано оживление эоценовых разломов глубокого заложения, к которым приурочивается ряд мелких субвулканических тел вдоль Главного Талышского хребта, на горе Дыздылах в районе Дымана, Арвана и др. долеритового и долерит-базальтового состава, а также несколько мощных пластовых интрузий пироксенитов, прорывающих отложения дания — палеоцена (Астаринское поднятие).

Наибольшее количество их сгруппировано в центральной части Лерикского прогиба (бассейн Ленкорани) и на юго-западном борту Буроварского поднятия (пластовые интрузии базальтов). Этому времени соответствует также формирование относительно крупных интрузивных залежей габбро-пироксенитов и биотитовых габбро — Гамарат, Нюдис-Каласы и Елагача.

В Араксинской зоне олигоценовая (ранне- и среднеолигоценовая) эпоха соответствует переходному этапу и ознаменовалась эксплозивным вулканизмом (абракунисская свита) инверсионного характера. Продукты его общей мощностью до 600 м представлены туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфогравелитами с редкими потоками андезитов, окрашенными преимущественно в красный цвет.

Характерно, что продукты олигоценового вулканизма получили широкое развитие в южной и юго-западной частях Ордубадского синклиория, охватывающих район между Неграмским плато и нижним течением бассейна р. Алинджачай и горой Дарыдаг и сс. Бананияр и Норашен. К западу и северо-западу они прослеживаются узкой полосой вдоль северного борта Нахичеванского прогиба и доходят до бассейна Джагрычая. Наблюдается закономерная смена пород по вертикали: туфобрекчии наибольшее развитие имеют в нижней части свиты; в средней они отсутствуют и вновь появляются в верхней части; по размеру обломков они грубо-, мелко и среднеобломочные и представлены рогообманковыми, авгитовыми, биотит-рогообманковыми и плагиоклазовыми андезитами. Туфоконгломераты преобладают в верхней части свиты и обломки их также представлены различными андезитами. Вулканизм происходил взрывами из вулканов центрального типа в субаэральных условиях.

Заложение олигоценового прогиба сопровождалось расколом фундамента по краевому разлому вдоль северного борта Нахичеванского прогиба. Разлом контролировал также эксплозивный вулканизм позднего олигодена — раннего миоцена Нахичеванского прогиба (полоса Аразин — Кутандаг — Гуюдаг), в котором вулканические продукты (каширдагская толща) накапливались совместно с карбонатно-терри-

генными осадками, выбрасывался вулканокластический материал, давший грубо- и мелкообломочные туфы, туфобрекчии, автокластиты андезитов каширдагской толщи. Вулканизм был локальным и слабым с полным затишьем в среднем и позднем миоцене. Субвулканическая фация вулканизма олигоцена — нижнего миоцена представлена андезитовыми, андезито-дацитовыми экструзивами (Сурамалик, Кутандаг), андезитовыми силлами и дайками (Кырлардаг, Асадкяф, Джагры), куполами и мелкими жерловинами андезитовых автокластитов (Хачапарах, Махмуд, Гуюдаг, Мисдаг, Кызылджа и др.), приуроченных к зоне глубинного разлома, проходящего вдоль северного борта Нахичеванского прогиба и переходящего через Дарыдаг на территорию иранского Азербайджана.

Позднеэоценовые и олигоценовые гранитоидные интрузивы. Интрузивный магматизм связан с эпохой позднеэоценовой — олигоценовой складчатости и имеет развитие в пределах Севано-Карабахской, Мисхано-Кафанской и Араксинской зон Малого Кавказа.

Гранитоидные интрузивы различной морфологии и величины представлены в Севано-Карабахской зоне Тутхунской группой и Далидагским плутоном, а в Араксинской зоне Мегри-Ордубадским батолитом и его сателлитами — Саккарсу и Лякяха.

Тутхунская группа интрузивов представлена Козыханлинским, Кызылтян-Заркулинским, Карасу-Агджакендским и Мугай-Асрикским массивами.

Казыханлинский интрузив тяготеет к северо-западному продолжению Шальва-Лачинского интрузива, приурочиваясь к ветви Башлыбельского глубинного разлома. Сложен он сиенит-диоритами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами. Интрузив полифазный и полифациальный. Дайки его представлены различными породами первого и второго этапов.

Многочисленные мелкие выходы гранитоидов, встречаются в бассейне р. Тутхун (в зоне глубинного разлома), в бассейне р. Левчай выступают сравнительно крупные — Левкалинский, Кацкабулакский и Конгурский массивы, сложенные катаклазированными гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Далидагский интрузив — наиболее крупный в Севано-Карабахской зоне — занимает площадь более 90 км² в истоках рек Тертер и Акера. Он приурочен к антиклинали второго порядка, чем и определяется северо-западное, почти широтное его направление. Среди пород Далидагского интрузива выделяются монцонит-сиенит-диоритовая серия, представленная монцонитами, сиенитами (кварцевые и бескварцевые), граносиенитами, кварцевыми сиенит-порфирами и диоритами, и гранит-гранодиоритовая серия, представленная гранитами, гранит-аплитами, гранодиоритами, адамеллитами и адамеллит-порфирами. Они характеризуются значительным содержанием калиевого полевого шпата и кварца, пегматитовым и мирмекитовым сростанием. Породы Далидагского интрузива типично лейкократовые, структура гипидиоморфно-зернистая. По структурно-минералогическим и петрохимическим особенностям, а также металлогенической специализации Далидагский интрузив аналогичен Мегри-Ордубадскому батолиту.

Шальва-Лачинский интрузив приурочен к Башлыбельскому глубинному разлому. Последний является шовной структурой и ограничивает офиолитовый пояс Малого Кавказа с юго-запада.

По данным Э. Ш. Сихалибейли (1967), интрузив протягивается от района Кешиштапа на северо-западе до меридиана горы Большой Кирс на юго-востоке на 60 км при ширине от 1,0 до 5,5 км. Он пред-

ставлен тремя разобщенными выходами. Первый из них протягивается в северо-западном направлении вдоль долины р. Шальва, второй выход обнажается узкой полосой вдоль долины р. Яглыдере, располагаясь в ядре Каладеринской антиклинали, и третий выход — в зоне Сарыбабинского синклинория.

Петрографический состав плутона представлен в северо-западном выходе кварцевыми диорит-порфиритами, в средней части — кварцевыми диоритами и в юго-восточной части — гранодиоритами. Породы интрузива в апофизах имеют порфирированную структуру (гранит-порфирированную и диорит-порфирированную), а в краевых частях наблюдается некоторая полосчатость или такситовое сложение.

Мегри-Ордубадский батолит является самым крупным на Малом Кавказе. Он вытянут в северо-западном направлении и, по данным Ш. А. Азизбекова и М. И. Рустамова (1968), приурочен к клинообразной юго-восточной оконечности Ордубадского синклинория (на стыке трех разновозрастных структур — Карадагского, Кафанского антиклинориев и Ордубадского синклинория и разломов глубокого заложения).

Рама батолита сложена отложениями среднего и верхнего девона, перми, верхнего мела и палеогена, а в полосе Зангезурского горстового поднятия и вдоль шовной зоны выступает метаморфическая толща кембрия — докембрия. Наибольшее развитие имеют терригенно-карбонатные отложения с участием туфогенных пород верхнего мела и палеоцена, а также вулканогенно-осадочные образования эоцена мощностью более 500 м. На размытой поверхности батолита залегают угленосные и сланцеватые глины миоцена (25 м), мощная толща конгломерато-брекчий (400 м) плиоцена, молодые и незначительные по размерам и мощности покровы лав, дацитов и андезито-базальтов, порою с жерловыми фациями.

Простирания вмещающих пород рамы батолита, повторяя его извилистые внешние очертания, дают в плане кажущийся согласный контакт, где вмещающие породы обычно падают от батолита под углом 30—35°, тогда как поверхность контакта батолита падает под углом 60—70° в сторону вмещающих пород.

Мегри-Ордубадский батолит характеризуется довольно сложным механизмом образования. По данным М. И. Рустамова (1968, 1969), в составе батолита выделяются три интрузивные серии.*

В пределах Ордубадской части батолита имеет развитие адамеллитовая фаза ранней серии и все три фазы поздней серии.

Адамеллитовая фаза интрузивной деятельности соответствует периоду интенсивной преолигоценовой складчатости и началу инверсии Ордубадского прогиба. Породы адамеллитовой фазы занимают почти всю юго-западную часть батолита от района с. Пазмары до р. Аракса и представлены в основном адамеллитами и их гибридными разновидностями, лейкогранитами, сиенит-гранитами и кварцевыми диорит-сиенитами. Наряду с ними в составе адамеллитовой фазы принимают участие в определенных тектонических узлах гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (полосы и штоки) как дополнительные интрузии.

* 1. Ранняя позднеэоцен-раннеолигоценовая интрузивная серия: I фаза габбровая, II фаза адамеллитовая (44—37 млн. лет).

2. Промежуточная интрузивная серия: I фаза сиенит-диоритовая, II фаза щелочных сиенитов (40—35 млн. лет).

3. Поздняя позднеолигоцен-раннемиоценовая интрузивная серия: I фаза габброидная, II фаза монзонитовая, III фаза порфиридных гранитоидов (32—27 и 27—23 млн. лет). — *Прим. ред.*

Дайковые породы адамеллитового комплекса формировались в два этапа: дайки первого этапа представлены аплитами, гранит-аплитами до семи генераций и незначительными пегматитами; дайки второго этапа выражены кварцевыми диабазами и диабазовыми порфиритами двух генераций и лампрофирами (керсантитами, спесартитами и одинитами).

Контактный метаморфизм выражен образованием широкого поля известковых скарнов на контакте терригенно-карбонатных пород, эпидитов и роговиков на контакте вулканогенных и пелитовых пород. Слабо выражена приконтактная гранитизация в вогнутых частях кровли интрузива. Характерным признаком пород является гранофир-микропегматитовая структура.

Поздняя интрузивная серия батолита со всеми своими интрузивными комплексами развита в основном от Капуджихского до Бугакярского перевалов, занимает наиболее возвышенные участки Зангезурского хребта и формировалась в период завершения инверсии и окончательной консолидации Ордубадского прогиба, в обстановке напряженной складчатости.

В первую фазу образовались небольшие габброидные тела Парагачая, Урумыса, Алчалыга, Ванандчая, Гюгюндур, Фахлидарачая, которые внедрялись вдоль Агарак-Парагачайской ветви Ордубадского глубинного разлома. Представлены они габбро, габбро-диоритами, диоритами и реже горнблендитами и кварцевыми диоритами. Становление интрузии завершается роговообманковыми пегматоидами и беербахитами. Породы содержат кварц и калишпат, характеризуются резкими вариациями количественно-минералогического состава и быстрой и частой сменой одних структурных и текстурных различий другими. В экзоконтакте последующих фаз габброиды подвергаются биотитизации и амфиболитизации, иногда вдоль разломов приобретают гнейсовидность и осланцованность.

Породы второй — монцонитовой фазы имеют широкое распространение, занимая водораздельный гребень Зангезурского хребта от верховья р. Ванандчай до Капуджихского перевала. Они характеризуются довольно однообразным составом и первичной расслоенностью, представлены кварцевыми и бескварцевыми монцонитами, монцо-гранодиоритами, монцо-диоритами и оливин-пироксеновыми монцонитами. Дайки представлены аплитами, пегматитами и лампрофирами. Контактное воздействие интрузии на вмещающую толщу выражено образованием роговиков, роговообманково-роговиковой фации; габброиды биотитизируются, а адамеллиты не несут заметных слоев метаморфизма.

Третья фаза поздней серии — порфиroidных гранитоидов — отличается сложным механизмом формирования, осложненным, с одной стороны, многократным внедрением расплава из магматического очага, с другой стороны, процессом щелочного метасоматизма. В становлении третьего интрузивного комплекса выделяются следующие три субфазы:

1) субфаза порфиroidных среднезернистых банатит-гранодиоритов при наложенном калиевом метасоматозе, переходящих в кварцевые сиенит-диориты и крупноанортоклазовые различия;

2) субфаза порфиroidных крупнозернистых граносиенитов и апогранитов;

3) субфаза порфиroidных крупнозернистых гранодиорит-гранитов.

Каждой субфазе присущи аплиты, кварц-аплиты от 2-ой до 5-ой генераций, реже пегматиты, для II и III субфаз характерны также метасоматические пегматоиды и аплиты.

Дайковая субфаза проявляется (после внедрения III субфазы) в широком масштабе в нескольких возрастных группах, образуя простые и сложные многократные дайки и дайковые пояса в теле батолита, а также во вмещающей раме. Дайки представлены «порфирами» различного химико-минералогического состава (от диоритов до гранит-порфиров), причем более кислые разности во времени сменяются основными.

Щелочной метасоматоз представляет собой широко распространенный процесс поздней и послемагматической эволюции интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов. По данным М. И. Рустамова, он происходил после внедрения II субфазы и играл существенную роль в петрогенезисе и рудогенезисе. Причем в зависимости от морфологии, углов падения контактовой поверхности, глубинности, состава пород, степени консолидации, теплового режима среды и т. д. метасоматическая колонка, подчиненная изменениям режима кислотности — щелочности растворов, представлена различно.

Первичные структуры в интрузивах батолита выражены полосчатостью, трахитоидностью, плоско-параллельной и линейной ориентированностью шлифов и ксенолитов, а также первичной трещиноватостью, ориентировка которых в общих чертах совпадает и отражает как направление движения магмы, так и развитие структур его становления.

Лякяхский интрузив расположен в истоках р. Алинджачай, протягиваясь в северо-восточном направлении от района Лякях до гребня Зангезурского хребта, и морфологически представляет собой штокообразное тело с секущими контактами, падающими от интрузива. В структурном отношении Лякяхский интрузив приурочен к осевой части Агкаинского поднятия, который осложнен рядом разломов, являющихся ветвями разлома глубокого заложения, проходящего вдоль поднятия.

Вмещающая рама Лякяхского интрузива образована лавопирокластическими толщами нижнего — среднего эоцена, вулканогенно-осадочными и туфоконгломератовыми толщами среднего эоцена, которые слагают ряд антиклинальных и синклинальных складок, ориентированных косо и частично согласно в отношении интрузива (Азизбеков, 1961).

Лякяхский интрузив, по данным М. И. Рустамова, является полифазным и полифациальным и в целом относится к позднеолигоцен-раннемиоценовой интрузивной серии. В становлении массива устанавливаются две фазы интрузивной деятельности: первая монцонитовая и вторая сиенит-диоритовая, которая по аналогии с Мегри-Ордубадским батолитом является первой субфазой интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов. Интрузивная деятельность завершается внедрением даек гранодиорит-порфиров, сиенит-диорит-порфиров, спесартитов и диабазов.

Петрографический состав монцонитовой фазы представлен мелко-среднезернистыми кварцевыми монцонитами, монцо-диоритами с вариацией цветных минералов — биотит-пироксеновыми, дупироксеновыми и биотит-роговообманковыми. Вторая фаза занимает значительную часть интрузива и представлена среднезернистыми слабопорфировидными кварцевыми сиенит-диоритами, банатитами и гранодиоритами.

Контактовое воздействие интрузива на вулканогенные породы эоцена выражено образованием роговиков пироксен-роговообманковой фации во внутренней зоне и альбит-эпидотовой фации во внешней зоне.

Саккарсуинский интрузив расположен в истоках р. Гилянчай на гребне Зангезурского хребта на абсолютных высотах 3000—3600 м. Интрузивные породы обнажаются на склонах хребта в районе высокогорных озер Гейгель и Казангель. В плане массив имеет овальную форму, ориентированную в близширотном направлении (СЗ 280°) согласно направлению северо-западного продолжения Дебаклинского глубинного разлома, к которому он и приурочен. С другой стороны, по данным Ш. А. Азизбекова и М. И. Рустамова (1968), этот интрузив расположен в эоценовой кальдере, о чем свидетельствует наличие здесь кольцевых и радиальных разломов и прорывание интрузивом жерловых и околожерловых фаций эоценовых вулканов. Вулканокластические образования в районе Саккарсуинского интрузива слагают Гейгельскую антиклинальную складку, к которой в Мегри-Ордубадском батолите приурочиваются порфиroidные граниты, а на водоразделе рек Гилянчай и Алинджачай — небольшой апофиз Лякяхтахского интрузива. Контакт интрузива с вмещающей рамой всюду резко секущий и крутопадающий, что дает основание считать его штоком.

Благодаря двум троговым долинам эрозионный срез интрузива составляет до 500—550 м.

По петрографическому составу интрузив довольно однообразен и в основном представлен средне-крупнозернистыми порфиroidными гранодиоритами. Наряду с этим среднезернистые гранодиорит-порфиры слагают эндоконтактовую фацию, а мелко-среднезернистые гранодиорит-порфиры и банатит-порфиры — апикальную фацию. По минеральному составу они биотит-роговообманковые; порфиroidные кристаллы представлены олигоклаз-андезином.

В отличие от Мегри-Ордубадского батолита калиевый метасоматоз имеет здесь локальное развитие, приурочиваясь к зонам дробления обычно вдоль Дебаклинского разлома.

Дайковые породы, широко развитые как во вмещающей раме, так и в теле Саккарсуинского массива, образовались в два этапа: дайки первого этапа представлены аплитами и кварц-аплитовыми жилами; дайки второго этапа выражены многостадийными «порфирами» от диоритов до гранитов, далее спессартитами и завершающие диабазы.

Контактовое воздействие интрузива на вмещающие породы выражено роговикованием порфиритов пироксен-роговообманковой фации во внутренней зоне и альбит-эпидотовой фации — во внешней.

НЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Неогеновый период ознаменовался унаследованным поднятием древних структур Малого Кавказа, градиент роста которых вследствие сводово-глыбового характера тектонических движений был неравномерным. Вслед за акчагыльской трансгрессией, охватившей почти все отрицательные структуры орогенной стадии, вновь возобновляется сильная вулканическая деятельность, продолжавшаяся в центральной части Малого Кавказа до антропогена включительно.

В Севано-Карабахской зоне неогеновый вулканизм был продолжительным и происходил преимущественно в ареальных условиях. Вулканическая деятельность здесь проявилась, по данным Э. Ш. Шихалибейли (1962, 1967) и Г. И. Аллахвердиева (1967), в позднем сармате, раннем плиоцене, позднем плиоцене, плейстоцене и голоцене.

Позднесарматский вулканизм, связанный с новым дифференцированным погружением отпрепарированного горного рельефа, оживлением ранних и образованием новых глубинных разломов, пред-

ставлен вулканокластово-лавовой серией кислого состава — липариты, липарит-дациты (басаргечарская свита, по М. А. Кашкаю, В. Е. Хайну и Э. Ш. Шихалибейли, агджагизская свита, по Г. И. Аллахвердиеву) общей мощностью до 350 м. Эти образования развиты преимущественно в центральной части Кельбаджарского прогиба в районе Сарыбулагдагского и Мыхтакянского хребтов.

Судя по распределению вулканогенного материала, центры вулканизма в это время находились в долине р. Тертер (между сс. Шаплар и Карачанлы) и в верховьях Горчучая.

Вулканизм носил трещинно-центральный характер, в перерывах которого в лагунно-озерных условиях накапливался терригенный материал с прослоями и линзами угля.

Раннеплиоценовый наземный вулканизм породил андезиты, андезит-дациты и дациты и их вулканокласты (мощностью до 1000 м) Мыхтакянского и Сарыбулагского хребтов. Вулканизм носил трещинный и трещинно-центральный характер. Субвулканические образования вулканизма этого времени представлены лакколитами и штокообразными телами андезит-дацитов и липарит-дацитов Нардивана, Кети и Кызылкая, приуроченных к Лачин-Башлыбельскому и Тертерскому глубинным разломам.

Миоплиоценовый вулканизм в Шахдагском синклинии дал лавы и вулканокласты липаритового и липарит-дацитового состава (мощностью 700 м), развитые в верховьях бассейна р. Шамхорчай, в районе гор Канлы и Камышты. Вулканизм, по данным Г. И. Керимова и Т. Аб. Гасанова, носил подводный и трещинный характер, и излившиеся при этом лавовые потоки занимают большие площади, не согласно перекрывая различные уровни эрозионного среза верхнего и среднего эоцена.

Субвулканическая фация представлены экструзивами липарит-дацитов Муртуздага, Канлы и Камышты.

Позднеплиоценовый антропоценовый вулканизм, по данным Э. Ш. Шихалибейли и Г. И. Аллахвердиева (1967), проявился в ослабленной форме и приурочивался к Карабахскому вулканическому нагорью.

Позднеплиоценовый (акчагыл—апшерон) вулканизм породил лавы и вулканокласты андезитов (мощностью до 600 м), несогласно перекрывые четвертичными андезитами горы Большой Ишихлы. К этой стадии вулканизма относятся перлит-обсидиан-липаритовые купола Кечалдага и Малая Давагезы. С позднеплейстоценовой стадией вулканизма связывается образование авгитовых андезито-базальтов гор Сарымсаги и Малая Давагезы.

Голоценовый вулканизм породил андезито-базальтовые лавы (потоки) Зарского, Гештекского и Кельбаджарского плато, разделенные выбросами пепла, шлака и речных террас. К этой стадии вулканизма относятся базальтовые потоки, залегающие на террасах Горчучая.

В плиоцен-четвертичное время слабая вулканическая активность отмечалась в Акера-Нижне-Араксинском прогибе, в котором выбросы вулканокластов прерывались накоплением грубообломочных, речных и озерно-континентальных осадков. Этот этап в Араксинской зоне характеризуется формированием межгорных прогибов, осадконакоплением молассового, лагунно-континентального и морского типов, двукратной складчатостью северо-восточного (миоцен—плиоцен) и близмеридионального (плиоцен — плейстоцен) простиранья и вулканизмом.

Раннеплиоценовый (мэотис—понт) наземный вулканизм центрального типа в этой зоне проявился довольно сильно с образованием мощной (до 1000 м) биченагской вулканогенной толщи. Она залегаєт по-

лого на снивелированной поверхности сильно дислоцированных отложений среднего эоцена (на Зангезурском и Даралагезском хребтах) и карбона (бассейн р. Восточный Арпачай).

Начальный этап этого вулканизма характеризовался эксплозивной деятельностью, выразившейся в образовании андезитовых и андезито-базальтовых вулканокластолитов и в меньшей мере — излиянием андезитовых и андезито-базальтовых лав; на промежуточном этапе наибольшее значение имело излияние андезитовых лав и на конечном этапе — выбросы вулканокластов и излияния лав, дифференцировавшихся по составу от андезитов до оливиновых базальтов.

По структурно-минералогическому составу андезиты биченагской толщи представлены роговообманковыми, пироксеновыми (моноклинные и ромбические), биотитовыми и плагиоклазовыми разностями; андезито-базальты — роговообманково-пироксеновыми, двупироксеновыми, монопироксеновыми и ромбопироксеновыми разностями; базальты — пироксеновыми и оливиновыми разностями. По структурным особенностям основной массы выделяются: гиалопилитовые, гиалиновые, микролитовые, витрофировые, пилотакситовые андезиты; интерсертальные, микролитовые и реже гиалопилитовые и пилотакситовые андезито-базальты; интерсертальные базальты.

На примере разрезов гор Сальвард и Тохлугая видно, как основные лавы сменяются средними и среднекислыми, а последние основными, обнаруживая некоторую цикличность в изменении состава лав раннеплиоценового вулканизма. Отсутствие признаков перерывов в излиянии этих лав позволяет считать, что изменение их химизма связано с процессами магматической дифференциации.

Корнями раннеплиоценовых вулканитов Араксинской зоны являются конусообразные и столбообразные долеритовые, андезитовые и андезито-дацитовые тела (Араджи, Джиндаг, Готурдаг, Кызылкая, Зернель), развитые в пределах распространения биченагской толщи.

Нижнеплиоценовый вулканизм завершается образованием многочисленных малых интрузивов андезитов, андезито-дацитов, дацитов и реже диоритов и тешенитовых диоритов различной морфологии (сферолиты, бисмолиты, силлы и дайки).

Характерная особенность их заключается в том, что они приурочены главным образом к прогибам и поднятиям воздымающегося (после инверсии конца эоцена — начала олигоцена) Ордубадского синклиория, обнаруживая тесную связь с формированием плиоценовой прерывистой брахискладчатости северо-западного и близмеридионального простираний. План их в какой-то степени был унаследован от эоцен-олигоценового структурного этажа, но в целом он отвечает простиранию основных структур (антиклинориев и синклинориев) первого порядка.

В распределении рассматриваемых субвулканических образований кроме структур низшего порядка важную роль сыграли разломы глубокого заложения, вдоль которых они или непосредственно размещены (экструзивы, жерловины, купола краевого разлома бортовой зоны Нахичеванского прогиба), или размещение их контролируется зонами сопряжения разломов глубокого заложения со структурами низшего порядка (прерывистые антиклинальные зоны). К этим зонам сопряжения приурочены все остальные субвулканические образования Ордубадского синклиория. Причем интрузивы и экструзивы Парадагского прогиба и Даррыдагского поднятия размещены вдоль восточного и юго-восточного ответвлений Нахичеванского краевого разлома; интрузивы и экструзивы Норс-Тиркешского прогиба и Карагузейского поднятия — вдоль близширотного Агкаинского разлома и интрузивы Ба-

табатского прогиба приурочены к разломам Зангезурского горстового поднятия.

Эти структуры сопряжения сыграли также важную роль в морфологических особенностях субвулканических тел. Так, намечается приуроченность силлов и интрузивных залежей к далеким пологим крыльям антиклинальных складок и их периклиналям (интрузивные залежи Керимкулидиза, Аразина и силлы Казанчи, Ханага, Парадаша, Хошкешина, Бузгова, Аляги, Эльты) или к поперечным межструктурным седловинам антиклинальных зон (силлы Бадамчалы, Джаджахлы, Гейдага, Чатандага). Экструзивы с несогласными контурами обычно располагаются или на крыльях (близко к сводам) отдельных поднятий антиклинальных зон, или на широких сводах (экструзивы Нагаджира, Алинджа, Норашена, Иландага, Кызылкая, Готурдара и сфенолиты Казанчи, Бердыка, Араджи, Дибакли, Имамгулучая, Гялинкая, Зернель, Кюки, Ортакенда, Ханага, Парадаша, Хошкешина).

Фациальность рассматриваемых субвулканических образований выражена слабо и представлена главным образом изменением в однотипных породах количественного соотношения цветных компонентов и микроструктуры основной массы. Обычно они представлены роговообманковыми, биотитовыми и реже пироксеновыми разностями андезитодацитов и дацитов.

Наибольшая активность плиоцен-антропогенного вулканизма проявилась в Армении, Иране и Турции, где неоднократные изменения неотектонических условий сопровождалась бурной вулканической деятельностью в тех областях поднятий, рост и развитие которых продолжается и в настоящее время.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По химическому составу кайнозойские магматические породы Малого Кавказа относятся к субщелочной и известково-щелочной сериям и представлены лавовыми, вулканокластическими, субвулканическими и интрузивными породами. Извержения их начались в раннем эоцене и продолжались с перерывами до антропогена, разделяясь на раннеэоценовый, позднеэоценовый, олигоценовый, миоплиоценовый и плейстоцен-голоценовый этапы.

В табл. 9 приведены средние составы кайнозойских магматических пород по отдельным зонам и этапам их развития, а также вычислены их среднеарифметические основные числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

Раннеэоценовые эффузивы Араксинской зоны по своему химическому составу в целом близки к среднему составу авгитовых андезитов по Р. Дэли, отличаясь несколько пониженным содержанием щелочных алюмосиликатов (*a*) и фемических компонентов (*b*) и повышенным значением полевошпатовой извести. При этом отмечается недостаток железистых и повышенное содержание магнезиальных компонентов. В составе пород Na_2O преобладает над K_2O .

Раннеэоценовые эффузивы и субвулканические образования Талыша характеризуются недосыщенностью кремнеземом и умеренно богаты содержанием щелочей. Наблюдается уменьшение основности пород и увеличение роли алюмосиликатов.

По средним числовым характеристикам А. Н. Заварицкого они соответствуют базальтам Р. Дэли, отличаясь от них повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов и полевошпатовой извести и пониженным — фемических компонентов. В породах сумма щелочей повышена при одинаковом соотношении Na_2O и K_2O .

Средний химический состав пород

Анализ, №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Окислы													
SiO ₂	52,84	49,20	56,51	51,93	52,06	57,96	60,10	66,03	58,15	57,16	62,03	61,76	64,77
TiO ₂	0,68	0,68	0,39	0,83	0,79	0,81	0,24	0,19	0,41	0,37	0,34	0,29	0,16
Al ₂ O ₃	18,81	18,63	18,07	17,75	18,80	17,66	17,70	16,07	18,06	18,25	16,49	17,15	15,70
Fe ₂ O ₃	5,15	4,84	5,26	6,07	5,85	4,24	5,43	1,45	2,71	4,91	4,73	5,28	2,85
FeO	2,60	3,48	1,22	1,97	4,61	2,68	1,36	2,58	2,91	1,95	1,39	1,03	1,33
MnO	0,26	0,04	0,17	0,19	0,22	0,20	—	0,08	1,13	0,08	0,06	0,04	0,03
MgO	4,99	4,58	3,44	1,99	2,60	3,32	2,71	1,25	3,29	4,39	2,81	2,16	1,57
CaO	8,27	8,26	6,83	8,14	7,28	5,01	5,07	4,18	6,61	6,19	5,63	5,89	3,77
Na ₂ O	3,47	3,24	3,54	3,10	4,24	4,11	3,90	3,83	3,61	3,32	3,80	3,77	3,51
K ₂ O	1,08	3,23	0,97	3,73	2,58	2,87	1,16	3,29	2,97	1,31	1,49	1,97	2,58
H ₂ O ⁻	0,52	—	0,77	—	0,78	0,79	1,04	0,22	—	0,33	0,69	—	0,56
H ₂ O ⁺	—	1,14	—	1,41	1,90	0,92	—	—	—	—	—	0,54	1,28
П.п.п.	0,83	2,69	1,40	3,28	5,12	1,10	1,53	0,89	0,63	1,68	1,01	1,17	0,49
P ₂ O ₅	0,20	—	0,19	—	0,43	0,30	—	0,16	0,31	0,18	0,18	0,10	0,08
SO ₃	0,50	0,15	—	—	0,35	1,13	—	0,11	0,31	—	0,04	—	0,54
Сумма	100,00	100,16	100,34	99,38	99,20	99,22	100,06	100,33	101,42	100,16	99,48	101,25	99,22

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>a</i>	9,6	12,32	9,7	13,8	14,2	13,6	20,7	12,8	12,0	9,6	10,2	11,0	12,0
<i>c</i>	8,0	7,9	8,0	5,4	5,9	5,4	6,4	3,9	6,0	7,9	5,6	5,5	5,5
<i>b</i>	19,2	19,5	14,1	17,3	17,8	13,0	11,9	7,7	13,4	14,3	12,2	10,2	10,5
<i>s</i>	63,2	60,33	68,2	63,5	62,1	68,0	71,0	75,6	68,6	68,2	72,0	73,3	72,0
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	8,3	—	—	1,0	—	—	29,0
<i>f'</i>	39,4	37,0	50,8	45,2	56,0	46,5	51,8	58,5	42,0	44,5	43,0	51,7	42,5

<i>m'</i>	43,1	38,0	43,1	22,9	25,8	39,9	24,3	38,9	54,5	41,0	38,0	28,5
<i>c'</i>	17,5	25,0	6,1	31,9	18,2	—	17,2	19,1	—	16,5	10,3	—
<i>n</i>	82,1	60,4	82,4	59,2	72,0	86,1	67,77	70,24	79,1	78,0	69,0	67,00
<i>γ</i>	22,8	20,3	—	33,9	29,4	25,7	36,35	15,07	30,0	26,8	19,2	28,4
<i>t</i>	0,97	0,98	—	1,2	1,1	0,18	0,26	0,50	0,5	0,45	0,33	0,42
<i>Q</i>	—3,6	—10,2	9,0	—6,9	—10,1	27,7	12,62	24,49	9,3	15,8	14,2	24,3
<i>a:c</i>	1,2	1,5	1,2	2,6	2,4	1,7	3,3	2,00	1,2	1,8	2,0	2,2

Порядковый номер анализа соответствуют следующим породам: 1 — раннеэоценовые порфириты Араксинской зоны (среднее из 3 анализов); 2 — раннеэоценовые трахиандезито-базальты и трахибазальты, телешиты и эссекситы Талыша (среднее из 44 анализов); 3 — среднеэоценовые порфириты Араксинской зоны (среднее из 4 анализов); 4 — среднеэоценовые трахиандезито-базальты и трахиандезиты Талыша (среднее из 10 анализов); 5 — позднеэоценовые трахиандезиты, андезито-базальты Талыша (среднее из 10 анализов); 6 — позднеэоценовые трахиандезиты и трахибазиты Севано-Карабахской зоны (среднее из 20 анализов); 7 — ранне-среднеэоценовые андезиты Араксинской зоны (среднее из 6 анализов); 8 — позднеэоценовые интрузивная серия Мегри-Ордубадского батолита (среднее из 16 анализов); 9 — позднеэоценовые раннемиоценовая интрузивная серия Мегри-Ордубадского батолита (среднее из 16 анализов); 10 — раннеэоценовые андезито-дацциты Араксинской зоны (среднее из 12 анализов); 11 — раннеэоценовые андезито-дацциты Нахичеванской зоны (среднее из 12 анализов); 12 — раннеэоценовые андезиты Араксинской зоны (среднее из 12 анализов); 13 — средние и позднеэоценовые андезито-базальты, андезиты, ли- и андезито-дацциты прибортовой зоны Нахичеванской зоны (среднее из 49 анализов).

Среднеэоценовые вулканыты Араксинской зоны возникли из недифференцированной диоритовой (андезитовой) магмы и по средним числовым характеристикам соответствуют гиперстеновым андезитам Р. Дэли при незначительном повышении *c*, *f'* и низким — *c'*. В сумме щелочей Na_2O значительно преобладает над K_2O .

Среднеэоценовые вулканические образования Талыша по своим основным числовым характеристикам соответствуют трахиандезитам Дэли, отличаясь пониженным содержанием щелочных алюмосиликатов, фемических компонентов и полевошпатовой извести. Отмечается недосыщенность свободным кремнеземом. В сумме щелочей отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ почти одинаковое.

В химизме среднеэоценовых вулканических пород Казахстана прогиба наблюдается следующая закономерность: породы лавовой фации на начальной стадии вулканизма характеризовались небольшим количеством щелочей и по составу были близки к нормальным андезитам, отличаясь несколько повышенным содержанием глинозема (29,6%) и большой потерей при прокаливании, что объясняется наличием в породах цеолитов. Далее происходит резкое изменение состава магмы в сторону возрастания щелочности, что выражено повышением количества окиси калия (до 7,08%) с образованием санидина, анортотклазовых кайм вокруг плагиотклазов и биотита. Среднеэоценовые трахидолериты по петрохимическим данным сопоставляются со средним банакитом, по Р. Дэли — базанитом, за исключением окиси магния, что объясняется присутствием небольшого количества магниезальных минералов.

Позднеэоценовые вулканические образования Талыша соответствуют базанитам по Дэли, отличаясь значительным содержанием щелочных алюмосиликатов и фемических компонентов при заниженной магниезальности железистых и известковых компонентов. Позднеэоценовые вулканыты Севано-Карабахской зоны соответствуют андезитом по Р. Дэли.

По сравнению с последними отмечается повышенное содержание щелочных алюмосиликатов, фемических компонентов; сумма щелочей несколько повышена, при преобладании Na_2O над

K_2O . При этом Q в анализируемых породах несколько ниже. Ранне-среднеолигоценые вулканы Араксинской зоны по средним числовым характеристикам сопоставляются со слюдистыми андезитами по Р. Дэли. Отмечается пониженное содержание a , s и повышенное — c и b . В породах присутствует избыточное количество алюминия (a'), входящего в состав фемических компонентов. Сумма щелочей несколько занижена при преобладании Na_2O над K_2O .

Породы адамеллитовой фазы Мегри-Ордубадского батолита по средним числовым характеристикам соответствуют гранодиоритам по Р. Дэли, при заниженном значении b , m' и повышенном f' отмечается увеличение c' .

Породы граносиенитовой фазы этого батолита по числовым характеристикам соответствуют щелочноземельным сиенитам, отличаясь пониженным значением a , f и несколько повышенным — C , C' . Отношение Na_2O к K_2O почти одинаковое; отмечается несколько повышенное значение Q .

Раннеплиоценовые вулканы Араксинской зоны по средним числовым характеристикам соответствуют слюдяным андезитам по Р. Дэли при несколько заниженном значении a , s , f , Q и повышенном — c , b , m' . Сумма щелочей несколько ниже при преобладании Na_2O над K_2O . Раннеплиоценовые субвулканические интрузивы Араксинской зоны по среднечисловым характеристикам А. Н. Заварицкого соответствуют кварцевому диориту по Р. Дэли.

В анализируемых породах отмечается незначительное увеличение содержания фемических компонентов, заниженность железистых и завышенность извести, входящих в состав фемических компонентов: Na_2O преобладает над K_2O .

Раннеплиоценовые субвулканические образования прибортовой зоны Нахичеванской впадины по этим же характеристикам соответствуют роговообманковым андезитам по Р. Дэли. При этом отмечается заниженное значение c , m' и повышенное — c' .

Породы среднего и позднего плиоцена Севано-Карабахской зоны по среднечисловым характеристикам соответствуют андезитам Р. Дэли, отличаясь повышенным значением a , и заниженным — c , b , f и m .

Эти породы характеризуются появлением избыточного алюминия. Сумма щелочей почти одинаковая при незначительном преобладании Na_2O над K_2O . Количество свободного кремнезема значительно выше, чем в андезитах по Р. Дэли.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

Анализ эволюции магматизма в историческом аспекте дает неосценимое преимущество для выяснения характера связи эндогенного рудообразования с теми или иными магматическими комплексами, так как геосинклиальный процесс прежде всего отражает преобразования, совершающиеся в мантии, а магматизм информирует о составе и состоянии глубинного вещества в ходе эволюции геосинклиальной системы.

Как известно, наиболее объективным методом анализа развития магматизма является тектоно-формационный, широко разработанный в последние годы в работах Ю. А. Кузнецова и Е. К. Устиева. Согласно определениям указанных исследований та или иная магматическая формация является частным случаем геологической, представляя собой естественное сообщество магматических пород, формирование которых охватывает определенный этап развития того или иного региона.

В геологической истории развития мезо-кайнозойских магматических комплексов территории Азербайджанской ССР выделенные тектоно-магматические этапы — юрско-раннемеловой, позднемеловой — палеоценовый, раннеэоценовый — предолигоценый и олигоценый — четвертичный — характеризуются определенными магматическими и ассоциирующими с ними осадочными формациями.

Анализ элементов строения магматических формаций, их объемов, форм, фациальной изменчивости, геотектонической обстановки и петрографо-петрохимических особенностей показывает, что на территории Азербайджанской ССР главные структурно-формационные зоны — мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа — существенно отличны.

Особенности развития магматизма Большого Кавказа. На территории Азербайджанской ССР, охватывающей восточный и юго-восточный сегменты структурно-формационной зоны мегантиклинория Большого Кавказа, магматизм альпийского тектоно-магматического цикла проявлен в весьма незначительном объеме лишь в юрско-раннемеловой этап. Набор формаций юрско-раннемелового этапа представлен недифференцированной формацией офирических базальтов, последовательно дифференцированной формацией базальт-андезит-дацит-липаритового состава и слабо дифференцированной формацией андезит-базальтового состава.

Продукты *недифференцированной формации* ассоциируют с отложениями терригенного флиша нижней и низов средней юры (лейас — нижний аален) и представлены потоками и покровами подушечных лав спилитов и базальтов. Наличие в потоках и покровах прослоев яшм и глинисто-кремнистых сланцев, ярко выраженная подушечная отдельность и низкий коэффициент эксплозивности ($\Sigma = 1-1,5\%$) свидетельствуют о субмаринных условиях их излияния из продольных трещин, часто фиксирующихся субпластовыми телами диабазов.

Продукты *последовательно дифференцированной формации* представлены исключительно интрузивными фациями и формируются в конце раннегеосинклинальной стадии развития мегантиклинория Большого Кавказа. Они представлены субвулканическими, гиповулканическими и частично гипабиссальными телами андезито-базальтовых и дацитовых порфиритов, липарит-дацитовых порфиров, габбро-диабазовых порфиритов, микрогаббро, габбро-диоритов и диоритов. Дайки, силлы, штоки и небольшие интрузивные тела указанных пород группируются в протяженные пояса общекавказского простирания, фиксируя отдельные ветви взбросо-надвиговых нарушений глубокого заложения.

Наиболее мощный и протяженный пояс фиксирует зону смятия ядра мегантиклинория, прослеживаясь по всему водоразделу центрального хребта Большого Кавказа с широким охватом северной части его южного склона; более узкие и прерывистые пояса отмечаются в предгорьях южного склона, приурочиваясь к таким региональным разломам, как Малкамудский, Сарыбашский и Зангинский. Доказательством раннегеосинклинального возраста интрузий рассматриваемой формации является то, что они секут весь разрез юрских терригенных отложений и их гальки в изобилии содержатся в базальных конгломератах нижнего мела.

Породы *слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации* развиты только среди средне- и верхнемеловых отложений карбонатного флиша южного крыла мегантиклинория — в центральной части Закатало-Ковдагского грабен-синклинория и на площади локальных поднятий Вандамского антиклинория. Формация представлена исключительно вулканогенными фациями базальтовых, андезито-ба-

зальтовых и андезитовых порфиритов в значительной мере трахитоидного ряда (иногда до сиенит-диоритов). Широкое развитие наряду с лавами и лавобрекчиями, пирокластов (коэффициент эксплозивности $\Sigma = 65-70\%$) свидетельствует о центральном характере извержений. Жерла ряда вулканических аппаратов фиксируются неками андезито-базальтовых порфиритов и агломератами того же состава. Субвулканические фации представлены диоритовыми и сиенит-диоритовыми порфиритами.

Таким образом, в отличие от вулканитов недифференцированной формации базальтовых афиритов юры, сформировавшихся в режиме глубокого некомпенсированного прогибания, продукты слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации накапливались в условиях компенсированного прогибания, к концу мела сменившегося геосинклинальным режимом, вероятно, с отдельными выступами вулканических островов.

Петрохимические особенности рассматриваемых формаций приведены в предыдущих разделах. Здесь необходимо подчеркнуть лишь следующее: а) продукты юрских магматических формаций являются дифференциатами толеитовых базальтов натровой серии известково-щелочного ряда с несколько повышенным содержанием K_2O (в отличие от рифтовых зон срединно-океанических хребтов) и пониженным содержанием TiO_2 ; б) продукты андезито-базальтовой формации мела отличаются общей повышенной щелочностью (в отличие от таковых срединно-океанических хребтов), при преобладании K_2O над Na_2O и несколько большим содержанием Al_2O_3 и меньшим железа и магнезии. Повышенное отношение $TiO_2 : FeO'$ позволяет предположить, что указанные породы являются продуктами дифференциации оливиновых базальтов.

Особенности развития магматизма Малого Кавказа. Как известно, эвгеосинклинальная зона Малого Кавказа отличается весьма широким спектром магматических формаций, характеризующихся огромным разнообразием генетических типов вулканогенных и плутогенных серий. В отличие от терригенной геосинклинали восточного сегмента Большого Кавказа здесь объем магматических пород резко превалирует над ассоциирующими с ними осадочными формациями, нередко образуя единственную геологическую формацию того или иного тектоно-магматического этапа.

Юрско-раннемеловой тектоно-магматический этап особенно в юрский подэтап характеризуется наибольшим разнообразием магматических формаций. Их формирование предшествовало накоплению маломощной толщи терригенного флиша тоар-ааленского возраста, развитого преимущественно на северо-восточном склоне Малого Кавказа.

Юрские магматические образования, занимающие основной объем пород рассматриваемого тектоно-магматического этапа, на основании геологических и петрографо-петрохимических особенностей расчленяются на следующие формации: недифференцированную базальтовую, слабо дифференцированную андезито-базальтовую, последовательно дифференцированные — базальт-андезит-дацит-липаритовую и базальт-андезит-дацит-габбро-диорит-гранодиоритовую, контрастно дифференцированные — базальт-липаритовую и габбро-плагиогранитовую.

Базальтовая формация, развитая в Нахичеванской АССР, в целом имеет эффузивный облик и характеризуется преобладанием трещинных субмаринных излияний базальтовых и диабазовых порфиритов, при подчиненной роли пирокластических и вулканомиктовых фаций. Гипабиссальные пластовые и секущие тела диабазов и габбро-диоба-

зов несколько по времени оторваны от периода накопления эффузивных фаций.

Последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация представлена поясами малых интрузий среди отложений песчано-сидерит-сланцевой (аален) и туфо-алевропесчаной (байос) формаций. Различаются силлы и пластовые тела диабазов длиной до 200—350 м при мощности от 2 до 10 м; кулисообразно расположенные дайки основного состава протяженностью от 30 до 250 м, соединяясь между собой, образуют раздувы мощностью 50—70 м. Дайки и силлы среднего состава имеют меньшие размеры и обычно сравнительно быстро выклиниваются. Кислые разности образуют короткие, но мощные (до 70—90 м) дайкообразные тела.

По вещественному составу различаются диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы, андезитовые, андезито-дацитовые, дацитовые порфириты, липаритовые, липарит-дацитовые порфириты. Отчетливо выделяются по возрасту два комплекса малых интрузий — ранние, участвующие в складчатости и имеющие преимущественно основной состав, и поздние, секущие складчатые структуры и сложенные породами различного состава — от основных до кислых.

Контрастно дифференцированные базальт-липаритовая и габбро-плагиогранитовая формации отвечают всем признакам, свойственным вулканоплутоническим комплексам.

Основные дифференциаты базальт-липаритовой формации представлены продуктами вулканизма центрального типа и отвечают начальным стадиям магматизма. Характерно преобладание пирокластических фаций (коэффициент $\Sigma = 45—50\%$) и порфировый облик всех фациальных разновидностей. По составу отвечают пироксен-плагиоклазовым и плагиоклазовым порфиритам. Кислые породы, входящие в состав формации, завершают вулканизм и представлены липарит-дацитами, реже липаритами. Характерно развитие кварц-порфировых и кварц-плагиопорфировых разностей. Лавы имеют подчиненное развитие, а среди пирокластических фаций преобладают игнибриды, содержащие обломки флюидальных гидратизированных стекол, пемзы и фьямме. Широко развитые субвулканические тела залегают на разных уровнях разреза нижележащих толщ основного состава, но в целом тяготеют к синвулканическим поднятиям.

Габбро-плагиогранитовая формация указанного комплекса обнаруживает тесную пространственную и генетическую связь с областями преимущественного развития кислых дифференциатов базальт-липаритовой формации и включает ряд интрузивов (Атабек-Славянский, Гильанбирский и др.) различных размеров. Представлены они плагиогранитами, часто порфировидными. Крайние основные и кислые дифференциаты (габбро-аляскитовые граниты) резко редуцированы.

Слабо дифференцированная андезито-базальтовая формация бата пространственно тяготеет к участкам унаследованного прогибания и представлена только эффузивной фацией.

Для пород формации, имеющих также ярко выраженный порфировый облик, характерен довольно монотонный состав. Различаются пироксеновые, пироксен-роговообманковые, плагиоклазовые порфириты базальтового и андезит-базальтового состава. Переменное, а чаще равное соотношение лавовых и пирокластических фаций, развитых совместно с нормально-морскими терригенно-осадочными породами, а также сокращение местами мощностей формации до полного выклинивания позволяет связать накопление этих образований с деятельностью вулканов центрального типа (коэффициент $\Sigma = 30—75\%$) в обстановке

оформившихся вулканических островов и сокращенной площади морского бассейна.

После отложения пород последовательно дифференцированной формации в вулканической деятельности наступает перерыв, во время которого накапливались отложения рифовой формации, имеющей очень широкое развитие по всей территории Азербайджана и представленной толщами рифогенных известняков, окаймляющих древние вулканические постройки, вулканомиктовыми и собственно осадочными мелководными разнообразными породами.

Последовательно дифференцированный ряд формаций (базальт-андезит-дацитовая и габбро-диорит-гранодиоритовая) знаменует последнюю вспышку юрского вулканоплутонического комплекса.

Базальт-андезит-дацитовая формация отличается ведущим значением пирокластических фаций (коэффициент $\Sigma = 75-80\%$), резко преобладающих над эффузивами. Широко развиты в разрезе грубообломочные вулканомиктовые фации, линзы известняков, что наряду с краснокаменным изменением всех фаций говорит об аэральном и субаэральном условиях вулканизма. Анализ фаций и мощностей показывает, что формирование комплекса вулканитов связано с деятельностью крупных полигенных вулканов центрального типа, образующих местами сложные гряды.

В целом формация характеризуется непрерывным рядом дифференциатов — диабазы, базальты, андезит-базальты, андезиты, андезит-дациты, дациты, но количественные соотношения их переменны. В некоторых районах наблюдается преобладание основных дифференциатов, обычно сопровождающихся роями гиповулканических даек диабазов, в других — примерно равные соотношения всех породных групп, но везде кислые дифференциаты редуцированы. При большом площадном распространении отложения формации имеют переменные мощности, зависящие от существовавшего ко времени их формирования рельефа.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация обнаруживает ясную пространственную и временную связь с базальт-андезит-дацитовой формацией и ее формирование связано с образованием крупных островных гряд, вулканическими «корнями» которых и являлись интрузивы формации. Окончательное становление интрузивов связано с интенсивными орогеническими движениями раннего мела, а в поздней юре они были питающими камерами вулканизма.

Интрузивы формаций (Дашкесанский, Кедабекский, Мехманинский и др.) полифазны; породы первой фазы — габбро, габбро-диориты, диориты, вторая фаза (преобладает) представлена кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, иногда сиенит-диоритами. К заключительной фазе относятся дайковые образования кислого и основного состава.

Петрохимические особенности рассмотренных формаций юрско-раннемелового тектоно-магматического этапа характеризуются следующим.

Базальтовая формация относится к толеитовой ветви дифференциации Э. Осборна с нормальной щелочностью при несколько повышенном значении K_2O .

Для пород *базальт-андезит-дацит-липаритовой формации* также характерен резко выраженный толеитовый характер дифференциации (коэффициент фракционирования от 58 до 71) при относительно повышенном содержании TiO_2 (до 1,28) и $K_2O : Na_2O$.

Кислые и основные дифференциаты контрастной *базальт-липаритовой формации* обладают нормальной щелочностью. Их рои распола-

гаются на вариационной кривой Лассен-Пик, образуя два максимума ($b=22$ и 8). На всех петрохимических диаграммах рои *габбро-плаггио-гранитовой формации* накладываются на кислые дифференциаты базальт-липаритовой формации.

При рассмотрении диаграмм А. Н. Заварицкого отчетливо видно значительное петрохимическое сходство базальтовой формации и основных пород базальт-липаритовой формации.

Слабо дифференцированная андезит-базальтовая формация относится к известково-щелочной серии толеитового типа и на диаграмме А. Н. Заварицкого приближается к линии Мон-Пеле, характеризуясь относительно пониженным отношением $K_2O : Na_2O$.

Последовательно дифференцированный ряд формаций характеризуется значительной ролью интрузивной габбро-диорит-гранодиоритовой формации, что связано с преобладанием геосинклинальных условий развития, увеличением жесткости земной коры и соответственно удлинением путей поступления магматических расплавов. Широкое развитие получили процессы дифференциации и ассимиляции, что ясно видно при рассмотрении петрохимических особенностей интрузивной формации.

В целом весь ряд формаций относится к известково-щелочной ветви дифференциации с отклонением основных дифференциатов в сторону толеитов. Для базальт-андезит-дацитово-гранитовой формации отмечается постоянство щелочности и отношения $K_2O : Na_2O$ при увеличении SiO_2 . Для габбро-диорит-гранодиоритовой формации это правило нарушается и наблюдается параллельное увеличение указанных параметров.

Анализ состава и распределения в пространстве и времени выделенных магматических формаций тектоно-магматического юрско-раннемелового этапа развития позволяет выделить в пределах мегантиклинория Малого Кавказа (с севера на юг) две автономные структурно-формационные зоны второго порядка — Гянджинскую и Араксинскую. Эти зоны отделяются узкими гравитационными ступенями, фрагментарно выраженными разломами глубокого заложения, имеющими в Западном Азербайджане общекавказское, а в Восточном Азербайджане — субмеридиональное простирание.

Гянджинская структурно-формационная зона с юга ограничивается Малокавказским, а с запада Гиратахским глубинным разломами. Фундамент мезо-кайнозойских отложений представлен докембрийским метаморфическим комплексом, выходы которого фиксируются в западной части зоны (Шаллхорское поднятие).

По режиму развития зона относится к компенсированным прогибам — устойчивое прогибание в средней юре постепенно сменяется к концу юры относительным поднятием, предшествовавшим наступлению собственно геосинклинальных условий в раннем мелу.

Из двух выделенных структурно-формационных зон Гянджинская характеризуется развитием наибольшего числа магматических формаций и резкой подчиненностью осадочных образований.

Здесь развиты вулканы контрастно дифференцированной базальт-липаритовой, слабо дифференцированной андезит-базальтовой и последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитово-гранитовой формаций. На современном эрозионном срезе обнажаются интрузивы габбро-плаггио-гранитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций.

Сложность строения зоны определяется наличием в ее пределах ряда поперечных и продольных блоков, также характеризующихся автономностью развития.

Араксинская зона занимает юго-западную часть рассматриваемой области. Фундаментом ее служит карбонатный палеозой и частично

метаморфический комплекс докембрия. Юрские отложения занимают только крайнюю южную часть Араксинской зоны. Накапливались они в трогообразном узком прогибе, ориентированном в север-северо-западном направлении. Развитая в пределах зоны базальтовая формация представлена преимущественно в лавовой фации и сопровождается терригенно-карбонатными маломощными отложениями. Трещинный характер вулканизма подчеркивается наличием многочисленных диабазовых силлов и даек, развитых не только в пределах юрского прогиба, но и в окружающих карбонатных толщах палеозоя. Комплекс развитой здесь фауны отличается от фауны Малого и Большого Кавказа, что говорит об отсутствии связи юрского прогиба Араксинской зоны с другими структурно-формационными зонами рассматриваемой территории.

Поздне меловой — палеоценовый тектоно-магматический этап развития Малого Кавказа прежде всего характеризуется значительной контрастностью тектонических движений, приведших к формированию новых интрагеосинклинальных зон, разделенных интрагеоантиклинальными поднятиями.

На месте современного Вандамского антиклинория, значительной части (северной) Куринской депрессии и Талышских гор формируется обширная Талыш-Вандамская геоантиклинальная зона, в пределах которой локально накапливаются продукты вулканизма центрального типа, представленные лавами и преимущественно туфами (коэффициент $\Sigma = 65-70\%$) андезито-базальтовых порфиритов повышенной щелочности при преобладании K_2O над Na_2O .

К югу, на месте значительной части Гянджинской зоны, развивается цепь локальных компенсированных прогибов, образующих единую Прикуринскую структурно-формационную зону. В формировании этой зоны наряду с продольными разрывными ограничениями существенную роль играли поперечные (антикавказского направления) нарушения. Указанные нарушения во многом предопределили поперечно-блоковый рисунок локальных прогибов Прикуринской зоны (Казахского, Мартунинского, Агджакендского и др.) и автономный характер их развития, что нашло отражение в составе и наборе формаций, слагающих эти прогибы.

В пределах Казахского и Агджакендского прогибов накапливались продукты вулканов центрального типа и частично трещинных излияний, представленные лавами, пирокластами и субвулканическими интрузиями двух поздне меловых вулканогенных формаций — слабо дифференцированной андезито-базальтовой и контрастной базальт-липаритовой, часто образующих самостоятельные вулканогенные гряды. Вулканы указанных формаций характеризуются нормальной щелочностью (при преобладании Na_2O над K_2O) и низкими отношениями $TiO_2 : FeO$.

Поздне меловой вулканогенный прогиб Мартунинского синклинория отличается более сложным внутренним строением и разнообразием химизма слагающих его вулканогенных формаций — андезито-базальтовой и базальт-липаритовой. Продукты вулканитов накапливались в автономно развивающихся структурно-формационных подзонах, образуя в их пределах протяженные вулканогенные гряды.

Характерно, что при общей повышенной щелочности в одних подзонах отмечается преобладание K_2O над Na_2O , тогда как в других их соотношения обратные. Второй особенностью химизма вулканитов Мартунинского прогиба является резко повышенное отношение $TiO_2 : FeO$ в формациях с повышенным содержанием K_2O , указывающее на их происхождение за счет дифференциации оливин-базальто-

вой магмы; об этом же свидетельствует широкое развитие лав оливиновых базальтов и трахибазальтов.

Параллельно Прикуринской зоне, в центральной части и на южном крыле мегантиклинория Малого Кавказа, развивались Севано-Карабахская и Еревано-Ордубадская интрагеосинклинальные зоны, характеризующиеся тем же набором вулканогенных формаций, что и в пределах Мартунинского прогиба. Однако в отличие от последнего в указанных зонах объем вулканитов слабо дифференцированной и контрастной формации увеличивается в два-три раза в значительной мере благодаря основным членам разреза контрастной формации. Второй, не менее важной отличительной особенностью вулканитов Севано-Карабахской и, вероятно, Еревано-Ордубадской зон является при общей повышенной щелочности резкое превалирование Na_2O над K_2O . Режим вулканизма в начальные фазы, охватывающие период накопления вулканитов контрастной формации, был трещинным, в субмаринных условиях, на что указывает переслаивание афировых базальтов и порфиритов с прослоями яшм; в период накопления кислых лав и туфов и формирования экструзивных куполов липаритов и особенно накопление вулканитов андезитов-базальтовой формации режим носил ярко выраженный центральный характер с высоким коэффициентом explosивности ($\Sigma = 70-75\%$).

В течение всего позднемелового — палеоценового тектоно-магматического этапа выделенные интрагеосинклинальные зоны Малого Кавказа были отделены друг от друга интрагеоантиклинальными поднятиями, осложненными глубинными разломами. Последние, главным образом в Севано-Карабахской зоне, явились вместилищами серпентинизированных гипербазитов, в которых широко проявлены структуры меланжа. Петрохимические особенности гипербазитов Севано-Карабахской зоны резко отличны от вмещающих зону основных вулканитов, что свидетельствует об отсутствии связей между ними. Для них характерно нормальная щелочность и кислотность и отсутствие TiO_2 .

Позднемеловой — палеоценовый тектоно-магматический этап завершается формированием трех групп плутоногенных формаций: а) гипабиссальных интрузий габбро, габбро-диоритов и гранодиоритов; б) комплекс гиповулканических и гипабиссальных даек диорит-порфиритов, плагиоклазовых порфиритов и лампрофиров; в) комплекс гипабиссальных малых интрузий сиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и др.

Для интрузий первой и второй групп характерны нормальная щелочность (с преобладанием Na_2O над K_2O) и кислотность, при пониженном отношении $\text{TiO}_2 : \text{FeO}$, породы третьей группы отличаются повышенной щелочностью (с преобладанием K_2O над Na_2O) и резко повышенным содержанием TiO_2 .

Значительная часть интрузии плутоногенных формаций палеоцена внедрялась в пределах геантиклинальных поднятий, разделяющих интрагеосинклинальные зоны, ассоциируя здесь с формацией рифогенных и хемогенных известняков верхнего мела — палеоцена и удаленными фациями вулканогенных формаций интрагеосинклинальных зон. При этом следует подчеркнуть, что процесс внедрения интрузий сопровождался вовлечением в поднятия и консолидацией самих геосинклинальных зон.

Раннеэоценовый — преолигоценый тектоно-магматический этап. Начало этапа характеризуется общей миграцией геосинклинальных прогибов в южном направлении. Наиболее крупные зоны с максимальными амплитудами прогибания развиваются в пределах юго-восточного окончания Талыш-Вандамской геоан-

тиклинали (область Талышских гор), на месте Еревано-Ордубадской и части Севано-Карабахской интрагеосинклинали.

В пределах Талышской структурно-формационной зоны (и частично в Прикуринской зоне) преимущественно в результате деятельности вулканов центрального типа (коэффициент $\Sigma =$ до 70%) накапливались продукты последовательно дифференцированной формации — от пикрит-базальтов до трахитов и лейцитовых тефритов, характеризующихся слабой недосыщенностью SiO_2 , повышенной щелочностью (при преобладании K_2O) и повышенным отношением $\text{TiO}_2 : \text{FeO}$.

Бурная вулканическая деятельность, продукты которой представлены разнообразными эффузивами и пирокластами последовательно дифференцированной формации, характерна также для Еревано-Ордубадской и Севано-Карабахской структурно-формационных зон. Химизм вулканитов отличается нормальной и слабо повышенной щелочностью, при равном соотношении Na_2O и K_2O и нормальном соотношении $\text{TiO}_2 : \text{FeO}$. Роль K_2O существенно повышается в этих зонах к концу рассматриваемого тектоно-магматического этапа.

Как и в позднемиоценовом — палеоценовом этапе, к концу раннеэоцено-предолигоценного этапа продукты вулканогенных формаций формируются в субаэральных, прибрежно-морских и частично континентальных условиях (в вулканических островах), о чем свидетельствуют их ассоциация с береговыми рифогенными известняками, широкое развитие краснокаменных изменений, спекшихся туфов и т. д.

Нарастание процесса консолидации, охватившего указанные структурно-формационные зоны по крайней мере с начала верхнего эоцена, приводит к интенсивным орогеническим движениям на всей площади мегантиклинория Малого Кавказа. Указанный процесс сопровождается внедрением наиболее крупных в Азербайджане и Армении многофазных плутоногенных интрузий преимущественно гипабиссальных фаций, наиболее ранние из которых (монциты и монцодиориты) образуют с вулканитами последовательно дифференцированных формаций эоцена единые вулканоплутонические комплексы. Для интрузивных комплексов орогенической стадии характерно прежде всего большое разнообразие петрографического состава — адалеллиты, граносиениты, кварцевые сиенит-диориты, гранодиориты и габбро-диориты и т. д. Химизм указанных плутоногенных комплексов отличается калинатровым характером, повышенным содержанием щелочей (особенно K_2O) и пониженным SiO_2 , высоким содержанием железа, магния, кальция. Интрузии среднего и кислого состава относятся к нормальному ряду и более богаты аксессуарными минералами.

Олигоцен-четвертичный тектоно-магматический этап отвечает по существу периоду полного замыкания геосинклинали Малого Кавказа. Отдельные автономно развивающиеся, небольшие по масштабу прогибы сохраняются лишь в пределах Талышской, Прикуринской и Еревано-Ордубадской зон. При этом наиболее интенсивный вулканизм приурочивается к областям поднятий и носит преимущественно ярко выраженный наземный характер.

В пределах Талышской зоны бурный вулканизм развивается в олигоцен-раннеплиоценовое время, когда накапливаются вулканиты слабо дифференцированной формации, представленные преимущественно лавами, лавобрекчиями и локальными полями туфов оливиновых трахибазальтов, плагиобазальтов, трахиандезитов и лейцитовых тефритов.

Олигоцен-миоценовые вулканиты Еревано-Ордубадской и Прикуринской зон представлены продуктами вулканов центрального типа последовательно дифференцированной формации (андезито-базальтами,

андезит-дацитами и липарит-дацитами), среди которых широко развиты как натрокалиевые (с повышенной щелочностью), так и натровые (с нормальной щелочностью) разновидности. Широким развитием пользуются некки, экструзивные купола и синхронные субвулканические интрузии; в некоторых участках коэффициент эксплозивности достигает 85—95%.

Формирование крупных дискордантных интрузий плутоногенной гранодиорит-гранитовой формации завершает общую орогенную стадию развития Малого Кавказа.

Позднеплиоценовый — четвертичный вулканизм отличается широким развитием покровов и потоков субщелочных долеритов, базальтовых и андезит-базальтовых лав слабо дифференцированной формации натрокалиевого ряда, накопление которых часто завершается образованием многочисленных моногенных шлаковых конусов.

В заключение необходимо подчеркнуть, что по мере консолидации Малого Кавказа, наряду с продольными (общекавказского простираения) разрывными нарушениями, часто играющими роль структурно-формационных зон, магмоподводящих каналов и вместилищ интрузий, различного состава, возраста и глубины становления, все большую роль играют подобного рода глубинные разломы поперечного (антикавказского) направления.

Связь явлений магматизма с тектоническим режимом, общие закономерности эволюции магматизма и особенности металлогении разновозрастных магматических комплексов. Анализ обстановки формирования вулканогенных, вулканоплутонических и плутоногенных формаций мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа на территории Азербайджана позволяет установить связь различных магматических природных ассоциаций с тектоническим режимом.

Недифференцированные афировые базальты формируются в обстановке стабильного и длительного прогибания, приурочиваясь обычно к зонам сочленения последних с мобильными блоками. Для них характерны трещинные излияния и тесная ассоциация с эксгаляционно-осадочными яшмами и кремнисто-глинистыми сланцами (юрские вулканы Большого Кавказа); в зонах контрастных тектонических движений афировые базальты обычно пространственно ассоциируют с гипербазитами (позднемеловые вулканы Малого Кавказа).

Слабо дифференцированные базальтовые порфириты накапливаются в обстановке преобладающего прогибания, прерывающегося кратковременными поднятиями; появление андезит-базальтовых и андезитовых порфиритов связано с нарастанием контрастности движений при значительной роли поднятий. Возрастающая роль поднятий обуславливает изменение проницаемости магмоподводящих разломов, пульсацию вулканического процесса и формирование вулканов центрального типа. Кислые члены дифференцированных формаций повсеместно связаны с обстановкой интенсивных поднятий.

Максимальные проявления обстановки поднятия, длительность этого процесса, особенно в зонах сочленения различной мобильности, предопределяет формирование вулканоплутонических формаций. Отсутствие условий перманентности процессов прогибания и воздымания, когда этапы преимущественного прогибания отделены от этапов воздымания относительно длительным периодом консолидации, приводит к формированию плутоногенных формаций.

Таким образом, формирование тех или иных магматических формаций закономерно связано с различиями в тектоническом режиме.

Как известно, для многих эвгеосинклинальных зон характерна направленная смена магматических ассоциаций базальтоидного ряда

в процессе эволюции, что свидетельствует о необратимости их тектонического развития. При этом нередко поступательный ход процесса осложняется полициклическостью, обуславливающей неоднократное повторение магматических формаций. Для подобного рода геосинклиналей характерно обилие основных вулканогенных пород в начальных этапах и нарастание средних и кислых в конечных; закономерное увеличение степени порфириности вулканических пород во времени к конечным этапам и возрастание роли пирокластического материала; уменьшение интенсивности вулканической деятельности при все возрастающей роли субвулканических и интрузивных пород; наконец, в смене глубоководных трещинных излияний начальных этапов извержениями центрального типа в мелководных и наземных условиях конечных этапов, с одновременным увеличением роли осадочных формаций.

Более того, различные по составу магматические формации в связи с общим поступательным ходом процесса эволюции базитовой магмы в течение тектоно-магматических этапов характеризуются закономерным увеличением щелочности, сменой натровых формаций калинатровыми и в конце процесса калиевыми, возрастанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO и соответственно уменьшением TiO_2 , FeO , MnO . В этой связи типичные толеитовые расплавы сменяются расплавами повышенной глиноземистости; вулканиты, субвулканические и интрузивные аналоги основного состава становятся лейкократовыми.

Как мы видим, за исключением магматизма терригенной геосинклинали Большого Кавказа, где указанные закономерности, хотя в резко редуцированном виде, но все же проявляются, весь ход эволюции эвгеосинклинали Малого Кавказа в значительной мере иной. Главное отличие в эволюции магматического процесса Малого Кавказа состоит в том, что в начальный этап его развития отсутствуют вулканогенные породы основного состава и весь вулканизм начинается с накопления продуктов слабо дифференцированной и последовательно дифференцированной формаций, характеризующихся полным отсутствием афиров, господством порфирировых разностей и значительной ролью пирокластических фаций.

Второе отличие начального этапа проявляется в развитии компенсированных прогибов и геоантиклинальных поднятий, что обусловило сосуществование в автономно развивающихся структурно-формационных зонах второго порядка вулканитов известково-щелочной натровой и калинатровой серий.

Наконец, третье, не менее важное отличие начального тектоно-магматического этапа развития Малого Кавказа состоит в том, что эволюция магматизма носила ярко выраженный вулкано-плутонический характер.

Последующие этапы развития Малого Кавказа в целом соответствуют нормальному ходу эволюции магматического процесса подвижных поясов земной коры, однако они проявлены в интрагеосинклиналиных зонах, формирование которых происходило одновременно с развитием геоантиклинальных поднятий и локальных прогибов, где магматизм носил субщелочной характер, столь присущий орогенной стадии развития геосинклиналией.

Подводя итоги, необходимо отметить следующее: причинность своеобразия эволюции магматизма Малого Кавказа мы видим в структурной позиции этого региона, с одной стороны, и постепенном нарастании во времени активности магмоподводящих глубинных разломов, с другой.

В отличие от мезозойской терригенной геосинклиналиной зоны Большого Кавказа, развившейся унаследованно вслед за палеозой-

ским геосинклинальным циклом, мезозойды эвгеосинклинальной зоны Малого Кавказа (с включением в ее состав Талыш-Вандамского геантиклинального поднятия) развились на северо-восточном крыле Иранского срединного массива. Наличие мощной континентальной коры в пределах массива во многом предопределило его проницаемость и обусловило возможность процесса дифференциации (по-видимому, при существенной роли палингенного плавления сиалей) базитовой магмы в связи с длительным ее подъемом на поверхность земной коры. Развитие недифференцированных базальтовых афиритов и гипербазитов в позднемеловой — палеоценовый тектоно-магматический этап свидетельствует о резкой активизации тектонических движений, обусловивших проникновение глубинных разломов в базитовую кору и области верхней мантии земного шара.

Столь своеобразная история эволюции магматизма геосинклинальных зон Большого и Малого Кавказа на территории Азербайджана (и Армении), обусловленная их структурной позицией и тектоническим режимом, во многом предопределила металлогенический облик этих регионов.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что по набору эндогенных рудных формаций рассмотренные тектоно-магматические этапы отвечают основным металлогеническим эпохам.

В юрско-раннемеловой этап образовались серно- и медноколчеданно-полиметаллические, полиметаллические и баритовые руды, генетически связанные с юрскими субвулканическими телами кварцевых плагиопорфиров и интрузиями плагиогранитов; с раннемеловыми интрузиями связано формирование железорудных, кобальтоносных и отчасти колчеданно-медно-полиметаллических залежей.

Для позднемелового — палеоценового тектоно-магматического этапа характерно серно-медноколчеданное оруденение (в Болнисском районе Малого Кавказа Грузии), хромитовая (в связи с гипербазитами) и марганцевая (в связи с вулканитами) руды.

В связи с раннеэоценовым — предолигоценным этапом формировались руды медно-молибденового, медного, серно-медноколчеданно-полиметаллического, медно-мышьякового состава и др.; с кислыми гранитоидами олигоцен-четвертичного этапа связано медно-молибденовое оруденение, а с миоплиоценовыми экструзиями дацитов и андезит-дацитов — золоторудная, мышьяково-сурьяно-ртутная минерализация.

Таким образом, и в развитии рудных формаций мы видим нарушение общей направленности эндогенного рудообразования, о чем свидетельствует, в частности, смена более ранних колчеданно-полиметаллических руд более поздними типичными медноколчеданными рудами или тесная пространственная и временная связь ряда медноколчеданных руд с железорудными и кобальтоносными залежами и т. д.

Отчетливо проявленная автономность развития структурно-формационных зон второго порядка мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа, а также общая тенденция их миграции во времени и пространстве в значительной мере предопределяют металлогеническую зональность в размещении эндогенных рудных формаций главных тектоно-магматических этапов.

Указанные закономерности лежат в основе прогнозирования и проведения поисково-разведочных работ.

ТЕКТОНИКА

ПОЛОЖЕНИЕ АЗЕРБАЙДЖАНА В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ КAVКАЗА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Основными структурными комплексами Азербайджана являются (рис. 29, 30) мегантиклинории Большого и Малого Кавказа (восточные окончания) и разделяющий их Куринский межгорный прогиб (мегасинклиорий). Эти структуры, погружаясь, уходят под новейшие отложения меридиональной депрессии Каспия. Вдоль северо-восточного крыла азербайджанской части мегантиклинория Большого Кавказа выделяется Кусаро-Дивичинский наложенный прогиб. Миогеосинклинальная система Большого Кавказа с юга ограничена эвгеосинклиналью Большого Кавказа (Кахетино-Вандамский нтиклинорий). Разделяющая их шовная зона разломов глубокого заложения далеко прослеживается на восток, где отделяет Апшероно-Прибалханскую зону от впадины южного Каспия.

Положение Кавказа и, в частности, его восточного сегмента в альпийском геосинклинальном поясе юга СССР и сопредельных стран интересовало многих исследователей (Э. Зюсс, Л. Кобер, Альберт Гейм, Ф. Освальд, Эмиль Арган, М. М. Тетяев, А. П. Герасимов, Ю. Вильзер, А. Д. Архангельский, В. П. Ренгартен, О. С. Вялов, Н. Б. Вассоевич, И. М. Губкин, Л. А. Варданянц, В. В. Белоусов, К. Н. Паффенгольц, С. М. Аapresов, М. В. Муратов, А. И. Джанелидзе, В. Е. Хаин, П. Арни, Р. Фюрон, П. Д. Гамкрелидзе, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, Ш. А. Азизбеков, Ш. Ф. Мехтиев, Е. Е. Милановский, Э. Ш. Шихалибейли и др.).

Считается, что складчатая система Большого Кавказа, отделяясь на севере от эпигерцинской платформы Предкавказской системой краевых прогибов, на востоке через антиклинальные зоны Апшеронского полуострова, Апшеронского порога и Прибалханскую зону соединяется с Копет-Дагом. В пределах описываемой области, южнее подножия южного склона Большого Кавказа и до предгорьев Малого Кавказа, в современной структуре выделяется Куринский межгорный прогиб. Эта наложенная депрессия возникла над раздробленной частью раннеальпийского Закавказского срединного массива, расположенного между геосинклиналью Большого Кавказа на севере и Араксинским палеозойским прогибом на юге. Таким образом, доальпийский субстрат Куринского межгорного прогиба ввиду раздробленности поперечными и продольными разломами в мезозое был вовлечен в поднятие, а в кайнозое и антропогене — в интенсивное погружение, протекавшее неравномерно в различных частях. Это доказывается чередованием в продольном и поперечном сечении депрессии гравиметрических максимумов и минимумов, что, вероятно, тесно связано, как и в смежных областях, с наличием поперечных поднятий и прогибов в фундаменте.

Как известно, доальпийский субстрат Куринского межгорного прогиба выступает на поверхность лишь в районе Дзирульского массива, а восточнее, резко погружаясь под мезо-кайнозойские образования, вновь воздымается лишь в районе Талыш-Вандамского гравитационного

максимума, не выходя, однако, на поверхность. Хотя этот максимум ныне интерпретируется как область, пронизанная магматами основного состава, тем не менее, судя по геологическим и геофизическим данным, в пределах его доальпийский субстрат приподнят. Характерно, что восточнее, в 100—125 км от берега Каспия, поверхность гранитного слоя (доальпийского фундамента) резко опускается на глубину 20 км, а базальтового слоя — на глубину 25 км. В центральной части южного

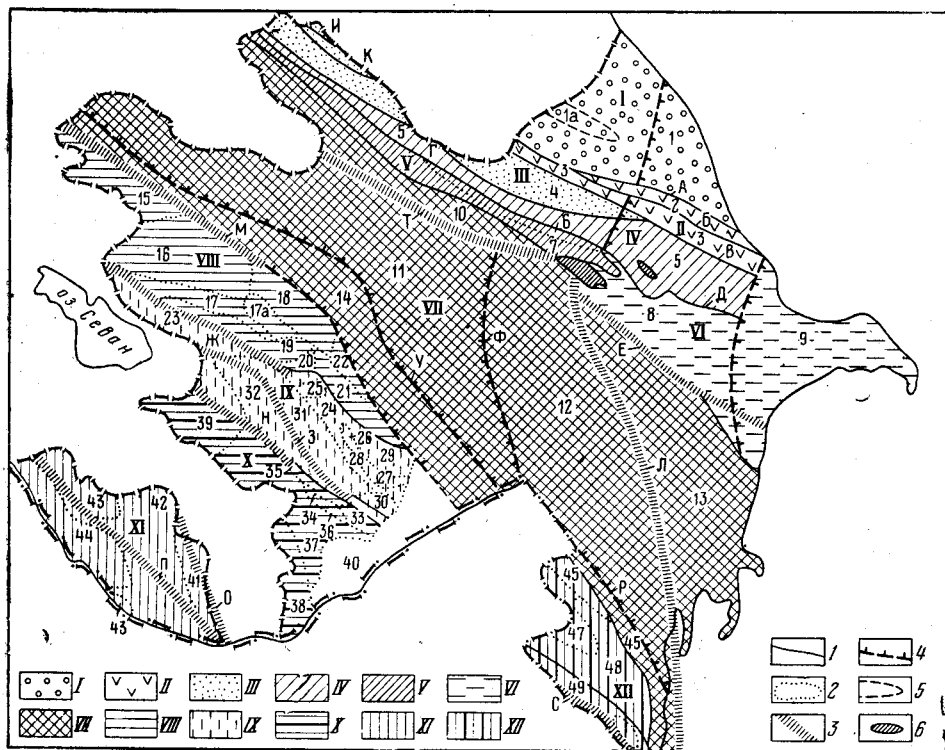


Рис. 29. Схема тектонического районирования Азербайджана. Составил Э. Ш. Шихалибебли

Структурно-фациальные зоны: I — Кусаро-Дивичинская; II — Шахдагско-Хизинская; III — Антиклинория Главного хребта; IV — Закатало-Ковдагская; V — Вандамская; VI — Шемахино-Кобьстанская; VII — Куринская; VIII — Сомхито-Агдамская; IX — Севано-Карабахская; X — Мисхано-Кафанская; XI — Араксинская; XII — Талышская. **Основные структурные элементы:** Мегантиклинорий Большого Кавказа: Кусарско-Дивичинский прогиб (1), Кусарское погребенное поднятие (1а), Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий (2), Шахдагско-Хизинский синклинорий (3), Тфанский антиклинорий (4), Закатало-Ковдагский синклинорий (5), Лагичский синклинорий (6), Вандамский антиклинорий (7), Шемахино-Кобьстанский синклинорий (8), периклинальное погружение мегантиклинория Большого Кавказа (9); Куринская межгорная впадина: Алазано-Агрчайский прогиб (10), Средне-Куринский прогиб (11), Талыш-Вандамское погребенное поднятие (12), Нижне-Куринский прогиб (13), Предмалокавказский краевой прогиб (14). Мегантиклинорий Малого Кавказа: Кавказский антиклинорий (15), Шамхорский антиклинорий (16), Дашкесанский синклинорий (17), Гейгельский антиклинорий (17а), Агджакендский синклинорий (18), Мровдагский антиклинорий (19), Эльбекдашский прогиб (20), Агдамский антиклинорий (21), Мардакертский синклинорий (22), Тоурагачайский синклинорий (23), Мартунинский синклинорий (24), Довшанльская мульда (25), Багурханское поднятие (26), Мачалашенский антиклинорий (27), Шушикендский прогиб (28), собственно Мартунинский синклинорий (29), Гадрутский прогиб (30), Карабахский антиклинорий (31), Сарыбабинский синклинорий (32), Замзурский антиклинорий (33), Хузабиртский синклинорий (34), Лачинский антиклинорий (35), Старотагский антиклинорий (36), Гочаский синклинорий (37), Кафанский антиклинорий (38), Кельбаджарская наложенная мульда (39), Нижне-Араксинский поперечный прогиб (40), Зангезурский антиклинорий (41), Ордубадский синклинорий (42), Шаруро-Джульфинский антиклинорий (43), Нахичеванский наложенный прогиб (44), Предталышский краевой прогиб (45), Буроварское поднятие (46), Ярдымлинский синклинорий (47), Лерикский синклинорий (48), Астаринский антиклинорий (49).

1 — надвиги и разломы; 2 — границы структурных элементов; 3 — глубинные разломы; 4 — флексуры; 5 — границы погребенных поднятий; 6 — тектонические покровы. **Тектонические нарушения.** **Надвиги:** А — Сиазанский, Б — Карабулакский, В — Халтан-Гермианский, Г — Зангинский, Д — Геррадийский, Е — Аджичайско-Алятский, Ж — Мровдагский, З — Карабахский, И — Главнокавказский, К — Кейнамейданский. **Разломы:** Л — Западно-Каспийский, М — Предмалокавказский, Н — Лачин-Башлыбелский, О — Новадин-Дибаклинский, П — Нахичеванский, Р — Предталышский, С — Талышский, Т — Дашюзский. **Флексуры:** У — Куринская, Ф — Имшили-Куткашенская

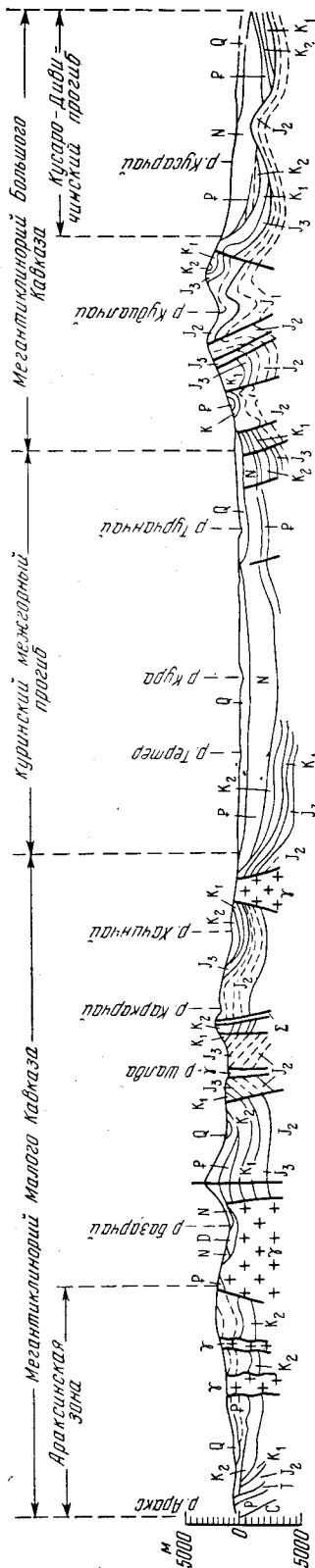


Рис. 30. Поперечный геологический разрез. Составил Э. Ш. Шихалибейли

Каспия вновь происходит резкое воздымание поверхностей и почти полное выклинивание осадочного слоя, составляющего 2—3 км. Так что здесь вновь видно резко выраженное погребенное поднятие доальпийского фундамента Закавказского срединного массива.

Между Куриным межгорным прогибом на севере и Араксинско-Эльбурской миогеосинклиналию на юге располагается Антикавказская эвгеосинклинальная система. Последняя возникла на раздробленном нижнепалеозойском (или докембрийском) субстрате южной окраины Закавказского срединного массива, где непосредственно на породах комплекса основания залегают трансгрессивные серии мезозоя и кайнозоя.

Мегантиклинорий Малого Кавказа соответствует поперечному подъему альпийского складчатого пояса, благодаря чему его внешний край в пределах Закавказья описывает дугообразный изгиб, что заметно отражается на расположении составляющих структур.

Юго-западную границу Антикавказской эвгеосинклинали, по-видимому, следует проводить вдоль Гиратахского глубинного разлома, отделяющего палеозойские отложения Араксинско-Эльбурской миогеосинклинали от севернее расположенных вулканогенных толщ мезозоя. Южнее располагается Центрально-Иранский срединный массив.

Характерно, что складчатые системы Большого и Малого Кавказа на юго-востоке с приближением к западному побережью Каспийского моря, испытывая резкое погружение, затухают и периклинально замыкаются неоген-антропогеновыми образованиями, или же, дугообразно изгибаясь, создают условия для возникновения наложенных мульд и депрессий. В отличие от Кавказского отрезка Средиземноморского пояса, сложенного в основном мезозойскими образованиями, ограничивающие его эпигерцинская платформа на севере и Центрально-Иранский срединный массив на юге, не меняя своего простираения, далеко прослеживаются в восточном направлении, в Закаспии.

Рассмотрим характер залегания и поведения отдельных звеньев мегаструктур Кавказа на юго-востоке.

Выдержанное общекавказское простирание складчатых зон мегантиклинория Большого Кавказа хорошо прослеживается до меридиана горы Бабадаг; восточнее происходит погружение более древних, расширение более молодых и появление наложенных структур, изменение не только плана и характера складчатости, но и направления простиранья их и разрывных нарушений. Так, к востоку от нижнего течения р. Самур, у перехода северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа в Предкавказский краевой прогиб, в среднем плиоцене сформировался заливообразный Кусаро-Дивичинский наложенный прогиб, широко раскрывающийся в сторону Средне-Каспийской котловины. Этот прогиб на западе наложен на третичные складки Дагестана, на юго-восточную периклиналь Уллучайского антиклинория, сложенного мезозоем, и на узкий Кубинский прогиб, выполненный доплиоценовыми осадками. Если Кусаро-Дивичинский прогиб на суше является наложенной структурой, то его восточная, морская часть принадлежит Предкавказскому краевому прогибу.

Почти все структуры осевой полосы мегантиклинория Большого Кавказа, резко погружаясь, на востоке затухают и заменяются новообразованными мелкими наложенными структурами. Выдержанное общекавказское простирание сохраняется в тех положительных структурах (Тенгинско-Бешбармакская и Алтыгагач-Куркачидагская), которые возникли на востоке, вслед за погружением осевых структур мегантиклинория. Первая из указанных структур, сложенная юрскими и меловыми отложениями, прослеживается до берегов Каспия и далее, а вторая достигает Апшеронского полуострова, где образует его центральную Фатьмай-Зыхскую антиклинальную зону. По мере удаления на юг от осевой полосы мегантиклинория простирание складчатых структур с широтного и субширотного меняется на меридиональное. Южнее обширного наложенного Шемахино-Кобыстанского синклинория и до северного борта Куринского межгорного прогиба прослеживается дугообразно изогнутый пучок меридиональных складок, выпуклостью обращенный на север. В пределах же Нижне-Куринской депрессии, юго-западнее вышеуказанного пучка складок, на описываемом отрезке располагается Талыш-Вандамский поперечный гравитационный максимум.

Южнее расположенная складчатая система Малого Кавказа также испытывает резкое погружение и на ее северные зоны накладывается поперечная Нижне-Араксинская депрессия, выполненная верхнеплиоценово-антропогеновыми отложениями.

Наиболее северная зона складчатой системы Малого Кавказа — Сомхито-Агдамская на западе уходит под лавы Ахалкалахского нагорья, а на востоке, постепенно сужаясь, восточнее г. Ждановска погружается под неоген-антропогеновые отложения Куринской депрессии и, возможно, соединяется с Мильско-Муганским поднятием. Севано-Карабахская осевая зона эвгеосинклиальной области Малого Кавказа на западе, через оз. Севан, продолжается в районе Амасии и далее, где контролируется Главным Анатолийским разломом. Западнее оз. Севан зона по мере приближения к Транскавказскому (Ставрополь-Ван) поперечному поднятию воздымается, теряет отличительные черты и протягивается к району Карса и вулкану Кысырдаг, где уходит под плиоцен-антропогеновые лавы; на крайнем юго-востоке главные положительные структуры (Агдамская, Карабахская и Старотагская) этой области, за исключением Замзурской и Кафанской, замыкаются на значительном удалении от долины р. Аракс. Здесь же выклиниваются последние выходы гипербазитовых интрузий и вообще происходит вырождение Малокавказской эвгеосинклиальной области (Хаин, 1964). Из положительных структур зоны лишь Замзурский антиклинорий в погребенном

виде продолжается под Нижне-Араксинскую депрессию и, видимо, на правом берегу Аракса он также замыкается.

Что же касается Кафанского антиклинория — основного структурного элемента юго-западного крыла Мисхано-Кафанской зоны, то он совместно с южнее расположенными структурами Араксинской зоны и особенно древним Карадагским массивом (Иран) описывает дугу, выпуклостью обращенную к югу и, видимо, на правом берегу Аракса выклинивается.

Таким образом, все структуры Малого Кавказа, расположенные в междуречье Куры и Акеры, участвуют в периклинальном замыкании осевой Севано-Карабахской зоны Малого Кавказа. Отчасти этим надо объяснить возникновение Нижне-Араксинской наложенной поперечной депрессии. Последняя отделяет зоны Малого Кавказа от складчатой системы Талыша, зародившейся в периклинальном прогибе Малокавказского мегантиклинория. Северо-восточное крыло периклинали на северо-западе в основном протягивается в пределы Мартунинского синклинория и частично в пределы севернее расположенных структур Агдамского антиклинория и Предмалокавказского краевого прогиба: Палеогеновые отложения юго-западного крыла Талышской складчатой системы протягиваются в пределы Гочасского синклинория Мисхано-Кафанской зоны, о чем свидетельствуют их выходы у Худаферинского моста на р. Аракс. Таким образом, Гочасский прогиб в палеогене явился соединительным звеном между палеогеновыми морями Центральной Армении и Талыша. Все это свидетельствует о том, что эвгеосинклинальная область Малого Кавказа на юго-востоке, резко изменяя первоначальное простирание, замыкается. При этом к востоку, вплоть до западного побережья Каспийского моря, продолжается лишь узкая складчатая система Талыша, являющаяся периклинальным замыканием осевой зоны Малого Кавказа.

Как и В. Е. Хаин (1964), мы считаем, что мегантиклинорий Эльбурса через Иранский Карадаг соединяется с Араксинской зоной южного Закавказья. Последняя, по мере приближения к Транскавказскому поперечному поднятию, хотя и значительно сужаясь, видимо, продолжается под лавами в западном направлении к вулкану Аладаг в Турцию. На южном продолжении рассматриваемого отрезка (в пределах Центрально-Иранского срединного массива) районы Ардабильской депрессии вулканов Савалан и Сахенд у оз. Урмия по аналогии с Армянским нагорьем центральной Турцией и Ираном представляют собой замаскированный неоген-антропогеновыми лавами (наподобие Ахалкалахского и других нагорий) высокоприподнятый и расколотый разломами субстрат, состоящий из нижнепалеозойских докембрийских отложений. Это доказывается наличием сравнительно крупного Карадагского (Иран) нижнепалеозойского массива северо-восточного простирания, а также и более мелких выходов верхнего палеозоя в районе Табриза.

МЕГАНТИКЛИНОРИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Азербайджанская часть Большого Кавказа представляет собой сложное построенное горное сооружение, структура которого находит прямое отражение в рельефе. Его максимальные высотные отметки в основном совпадают с полосой центрального поднятия, хотя Главный водораздел и несколько смещен к югу относительно оси последнего. Однако совершенно очевидным является расположение на его крыльях или погружениях областей молодого и даже современного прогибания (рис. 31).

На севере такой областью является Кусаро-Дивичинский наложенный прогиб, который фактически представляет собой восточный, несколько смещенный к югу структурный элемент Предкавказской системы передовых прогибов. Его формирование в виде зоны погружения относится к кайнозойскому этапу, о чем свидетельствуют большие мощности третичных и четвертичных образований, достигающих в прибрежной полосе 3000 м. Анализ данных бурения и геофизических исследований позволяет говорить о весьма дифференцированном характере докайнозойской структуры прогиба, полностью сnivelированной в процессе кайнозойского погружения и осадконакопления. Граница распространения кайнозойских отложений находит четкое морфологическое выражение в виде Сиазанского надвига, западным продолжением которого, как это установлено А. М. Шурыгиным (1962) и В. И. Башиловым и Н. Б. Лебедевой (1962), является Казмакрызский надвиг.

На юго-западе областью современного прогибания является Алазано-Агричайский прогиб, в пределах которого широкое развитие получают мощные толщи верхнеплиоценовых и четвертичных образований, залегающих вдоль северного борта непосредственно на меловых, а в отдельных случаях и юрских отложениях южного крыла и даже ядра Вандамского антиклинория. На юге названный прогиб сменяется зоной Аджиноурских поднятий, формирование которой, судя по комплексу развитых отложений, относится к верхнему плиоцену — антропогену.

На юго-востоке рассматриваемой территории располагается Шемахино-Кобыстанский синклинорий, начало интенсивного погружения которого восходит к рубежу мела и палеогена. Подтверждением этого могут служить большие мощности отложений палеогена и неогена и ясно выраженная на отдельных участках северная граница их

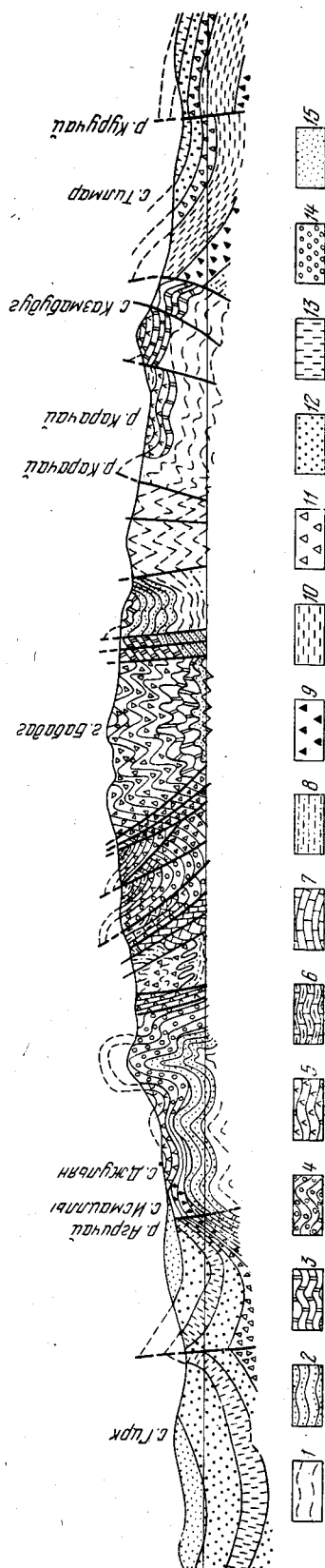


Рис. 31. Поперечный геологический разрез Большого Кавказа через вершину горы Бабадаг. Составил Э. Ш. Шихалибеи

1 — нижняя юра; 2 — средняя юра; 3 — верхняя юра; 4 — неокм; 5 — алп и альб; 6 — сенман-гурор; 7 — верхний сеню; 8 — палеоцен и эоцен; 9 — олигоцен и нижний миоцен (макопская свита); 10 — средний и верхний миоцен; 11 — погипический ярус; 12 — продуктивная толща; 13 — акчатлы; 14 — апшерон; 15 — четвертичные отложения

распространения, представленная на западе Зангинским, а восточнее Герадильским надвигами. Результаты сопоставления материалов геологии и геофизики свидетельствуют о несоответствии структурных особенностей синклинория, отраженных в толще мезозоя и кайнозоя, о резком характере перехода между ними и, наконец, о существенной нивелировке структуры кровли мезозоя в период кайнозойского осадконакопления. В этом смысле синклинорий следует рассматривать как сложнопостроенный наложенный прогиб. Его юго-западным ограничением является Ленгезиз-Алятская антиклинальная зона, которая располагается на восточном продолжении зоны Аджиноурских поднятий. Позднеплиоценово-четвертичное формирование современной структуры Ленгезиз-Алятской зоны также является очевидным фактом.

Сугубо наложенный характер носит и Апшеронский периклинальный прогиб, составляющий крайний восточный структурный элемент мегантиклинория Большого Кавказа и ограниченный на западе долгого ориентированным Яшминским флексурным изгибом. Его формирование связано с кайнозойским и прежде всего позднеогеновым и антропогеновым прогибанием Каспийской впадины, следствием чего явилось значительное погружение не только структурных элементов мезозойского ядра мегантиклинория Большого Кавказа (Апшеронский полуостров и Северо-Апшеронская акватория вместе с островами и банками Апшеронского архипелага), но и сложенной палеогеном и миоценом восточной части Шемахино-Кобыстанского синклинория (Джейранкечмасская депрессия). В связи с этим становятся очевидными резкие различия в гипсометрии поверхности мезозоя в северо-апшеронской акватории, на Апшеронском полуострове и в полосе его южного побережья, в геофизической характеристике этих участков и в морфологическом выражении складок, характеризующих один и тот же кайнозойский комплекс.

Между названными областями современного или кайнозойского прогибания располагается мезозойское ядро мегантиклинория Большого Кавказа, имеющее далеко неоднородное строение, и в пределах которого В. Е. Хаин (1950,) и Э. Ш. Шихалибейли (1956) выделяют ряд антиклинорий и синклинориев. Его северным ограничением на территории Азербайджана является Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий, сложенный юрскими и меловыми (в основном нижний мел) отложениями. Антиклинорий отчетливо прослеживается от Карачая на западе до берега Каспийского моря и в погребенном виде — в пределах моря в виде Островной зоны поднятий (Григорьянц, 1962). Западное продолжение антиклинория проследить значительно труднее. Фактически оно перекрыто титонем северного борта Шахдагского синклинория, надвинутым непосредственно на неоком Судурской зоны, составляющей обособленный юго-западный структурный элемент мезозойского основания Кусаро-Дивичинского наложенного прогиба.

Западный отрезок Тенгинско-Бешбармакского антиклинория сменяется на юге Шахдагским прогибом. Юго-восточным продолжением последнего является Хизинский синклинорий, который граничит на севере с восточным отрезком того же Тенгинско-Бешбармакского антиклинория. Различия в строении Шахдагского прогиба и Хизинского синклинория наглядно выражены в общем рисунке поверхностной структуры, но обусловлены они более поздними, чем время заложения всей этой зоны прогибания, подвижками по Западно-Каспийскому разлому (Хаин и др., 1966). Единство Шахдагско-Хизинской зоны может быть подтверждено участием в ее строении преимущественно нижнемеловых и в меньшей мере верхнемеловых пород, выполняющих относительно молодые синклинали. На западе, в связи с общим воздыманием шарни-

ров структурных элементов общекавказского простирания, в пределах Шахдагского прогиба обнажается и верхняя юра (кимеридж, титон).

Центральным поднятием мегантиклинория Большого Кавказа, граничащим на севере с Шахдагско-Хизинским синклинорием, является Тфанский антиклинорий. В качестве центрального поднятия он выделяется благодаря участию в его строении наиболее древних из всего комплекса развитых в пределах азербайджанской части мегантиклинория Большого Кавказа отложений образований аалена и тоара. Юрское ядро Тфанского антиклинория резко погружается на Джимичае, но может быть частично прослежено по отдельным выходам и восточнее, до Кызылчая, где оно окончательно перекрывается трансгрессивной серией неокома южного борта Хизинского синклинория. Причина этого явления опять-таки заключается в подвижках по Западно-Каспийскому разлому. Однако анализ складчатой структуры Хизинского синклинория позволяет определить в качестве унаследованного восточного звена центрального поднятия в прибрежной полосе Бегимдаг-Ситалчайскую антиклиналь (Григорьянц, 1962).

К югу от Тфанского антиклинория располагается крупная зона прогибания, выполненная в основном меловыми образованиями. Строение этого Закатало-Ковдагского синклинория осложнено, как это показано Н. Б. Вассоевичем (1940₂) и Э. Ш. Шихалибеями (1956), наличием в его южной части, на отрезке между р. Кашкачем и меридианом Куткашена, узкого Дуруджинского поднятия. Ограниченное с севера и с юга разрывами, это поднятие резко выдвинуто вверх по вертикали, поскольку оно трассируется выходами на поверхность глинистых сланцев аалена.

Закатало-Ковдагский прогиб имеет в целом синклинальное строение: в его осевой полосе развиты глинистые отложения готерива — баррема, ограниченные на севере и юге известняковыми породами валанжина. Вся толща неокома осложнена изоклиной, опрокинутой на юг складчатостью, которая лучше прослеживается в верховьях Геокчая, где вместе с погружением Дуруджинского поднятия южнее полосы выходов неокома появляются пестроцветные толщи апта, альба и верхнего мела.

Восточнее Гирдыманчая, вдоль долготного отрезка русла которого прослеживается зона Западно-Каспийского разлома, Закатало-Ковдагский синклинорий построен иначе. Здесь ему соответствует исключительно сложная структура Северного Кобыстана, в пределах которого В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов и др. (1955) выделяют ряд антиклинориев и синклинориев более низкого порядка. В более ранней схеме В. Е. Хаина (1950₁) это восточное резко опущенное продолжение Закатало-Ковдагского синклинория в основном соответствовало Ковдаг-Сумгаитскому синклинорию, сложенному в северной части нижнемеловыми (преимущественно апт и альб), а в южной — верхнемеловыми образованиями. На востоке, в прибрежной полосе появляются отложения палеогена.

Самым южным структурным элементом мезозойского ядра мегантиклинория Большого Кавказа на территории Азербайджана является Вандамский антиклинорий. В отличие от всех расположенных севернее структур он сложен в ядре вулканогенным байосом. Вулканогенные образования вообще характерны для Вандамского антиклинория: они установлены, кроме того, в разрезе альба и сеномана. Их развитие обуславливает здесь одноименную структурно-формационную зону.

К сожалению, многие детали строения Вандамского антиклинория не выяснены. Он может быть прослежен от западной границы Азербайджана с Грузией на Мазымчае почти до меридиана Шемахи. Много-

численные реки, стекающие на юг с Главного хребта, которыми антиклинорий прорезан на всем своем протяжении, у выхода в Алазано-Агричайскую долину образуют громадные конусы выноса. Сливаясь, они образуют северный борт одноименного прогиба, который на значительных отрезках перекрывает южное крыло антиклинория (бассейн Мазымчая и Белоканчая) и даже полностью Вандамский антиклинорий, как это имеет место между Варташеном и Куткашеном.

Кроме того, опускание его северного крыла относительно байосского ядра восточнее меридиана Шеки привело к образованию наложенного прогиба, сложенного в западной части (бассейн Кюнгутчая и Дашагылчая) верхним мелом, а восточнее — полным разрезом палеогена. Структура этого прогиба, резко опущенного относительно смежного на севере Дуруджинского поднятия, выглядит довольно сложной благодаря обособлению в его поперечном сечении большого числа мелких сильно сжатых антиклиналей и синклиналей. В области развития верхнего мела прогиб этот был выделен Э. Ш. Шихалибейли (1956) под названием Дашагылского синклинория, а в области развития палеогена В. Е. Хаиным (1950) в качестве Лагичского синклинория. В дальнейшем этот единый структурный элемент мы будем называть Лагичским синклинорием.

Наиболее полно строение Вандамского антиклинория представлено на отрезке между меридианом Куткашена и Гирдыманчаем, где фиксируются основные выходы вулканогенного байоса в его ядре. Но и здесь палеоген Лагичского синклинория перекрывает разные горизонты мела и даже весь мел его северного крыла.

Как и все структурные элементы мегантиклинория Большого Кавказа, Вандамский антиклинорий восточнее Гирдыманчая испытывает резкое погружение. Примерно до меридиана Шемахи прослеживается его северное Ниалдагское поднятие. Основное южное Гендобское поднятие, в строении которого на правобережье Гирдыманчая главная роль принадлежит неокому и апту, не имеет своего продолжения на левом берегу той же реки, где неоком оказался полностью перекрытым палеогеном, представленным в основном майкопской серией олигоцена — нижнего миоцена. Это явление также связано с опусканием вдоль поперечного Западнo-Каспийского разлома.

В полном соответствии с такой схемой пликвативной структуры азербайджанской части Большого Кавказа находится и распределение формаций мезозоя и кайнозоя. Однообразие литофациального состава отложений устанавливается лишь для тоара и аалена. На всей территории распространения они составляют нижнюю часть нижней терригенной формации и состоят преимущественно из глин, превращенных в процессе динамометаморфизма в сланцы, аргиллиты и песчаники. При этом последние характеризуют в первую очередь верхний тоар.

Байос и бат в полосе центрального поднятия и севернее представляют собой верхнюю часть той же терригенной формации. Но в их разрезе значительная роль принадлежит уже песчаникам. В Вандамской зоне получают развитие лишь отложения байоса, выраженные существенно иначе — вулканогенно-осадочной формацией, состоящей из потоков андезитов, базальтовых и диабазовых порфиритов, переслаиваемых осадочными образованиями с преобладанием туфопесчаников.

Верхнеюрский комплекс характеризуется прежде всего неполным развитием, но совершенно конкретно подчеркивает структурную дифференциацию рассматриваемой территории. На северном склоне верхняя юра (кимеридж и титон) составляет часть формации рифогенных известняков, на южном крыле центрального поднятия (в основном кимеридж и титон, реже полный разрез) это — типичный терригенно-кар-

бонатный флиш, который сменяется в Вандамской зоне, судя по единственному пункту в бассейне Геокчая (Шарданов, Хаин, 1957), пере-слаиванием конгломератов и известняков.

Неоком и апт составляют верхнюю часть тех же формаций, но характеризуются литофациальной изменчивостью по простиранию соответствующих структурных зон. Восточнее Вельвелячая, на крыльях Тенгинско-Бешбармакского антиклинория и в Хизинском синклинории, эти отложения выражены флишем, в котором (неоком) роль карбонатных пород еще значительна. В Шахдагской и Судурской зонах, а по новым данным и в ядре Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, в полосе его срединной синклинали восточнее Вельвелячая присутствуют зоогенные известняки, фиксирующие в последнем случае непрерывный разрез кимериджа, титона и неокома, поскольку в этой однообразной толще обнаружены кораллы кимериджа и готерива. Преимущественно известняковый разрез флиша западных районов Ковдагского прогиба сменяется к востоку от Гирдыманчая флишевым разрезом того же неокома и апта, в котором глинистые образования играют решающую роль. Очевидно, в этих различиях сказалась роль подвижек по поперечному Западно-Каспийскому разлому, прослеживаемому в пределах мезозойского ядра мегантиклинория Большого Кавказа вдоль долготных отрезков русел рек Вельвелячай, Джимичай и Гирдыманчай в основном в виде флексурного изгиба, а севернее (Кусаро-Дивичинский прогиб) и южнее — в виде линии или зоны разграничения областей с различным характером геофизических полей и в первую очередь поля силы тяжести (Хаин, Григорьянц, Исаев, 1966). Изгиб этот, как видно было из предыдущего описания, сопровождается резким погружением частных положительных тектонических элементов, значительным расширением прогитов и усложнением складчатой структуры их мелового или палеогенового поверхностного выполнения, трансгрессивно, порой с большими пропусками в разрезе, перекрывающего юрские или меловые отложения.

Отложения альба и позднего мела в Шахдагско-Хизинском и Ковдагском прогибах представлены терригенно-карбонатным флишем с явным преобладанием терригенных пород и большой долей участия в первом случае песчаников, гравелитов и конгломератов, тогда как во втором основу флиша составляют глины. В полосе Вандамского антиклинория и Лагичского прогиба та же возрастная группа отложений характеризуется вулканогенно-осадочными образованиями в альбе и сеномане и частично нижнем туроне с туфоконгломератами и туфобрекчиями наряду с порфиритами, а в верхнем туроне — сеноне карбонатным флишем с явным, окремнением всех литологических разностей.

Палеоцен и эоцен развиты по периферии мезозойского ядра мегантиклинория Большого Кавказа и повсеместно выражены терригенным флишем без явных признаков наличия карбонатного материала. Разрез майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен) может быть охарактеризован как нижняя морская моласса, в которой преобладают глыбы с примесью песчаного материала, особенно в миоценовой части по южной периферии Кусаро-Дивичинского прогиба («третичная моноклиналь») и в Южном Кобыстане, где участок его распространения увязывается с зоной вероятного погребенного продолжения Вандамского антиклинория.

Средне- и верхнемиоценовые, а также плиоцен-четвертичные отложения и в Кусаро-Дивичинском прогибе, и в Шемахино-Кобыстанском синклинории, и в Апшеронской области несут молассовый характер. В основном это — плохо отсортированные песчано-глинистые породы, иногда с прослоями мергелей и доломитов. В первую очередь это отно-

сится к западным частям Кусаро-Дивичинского прогиба (Кубинская моноклиналь) и Куринской впадины (Алазано-Агричайский прогиб), тогда как восточнее роль глинистых и даже известняковых образований заметно возрастает.

Кусаро-Дивичинский прогиб. Внутренняя структура Кусаро-Дивичинского прогиба обусловлена существенной нивелировкой отраженного в толще мезозоя в основном погребенного структурного плана. Последний, как он рисуется по геофизическим данным и материалам бурения, свидетельствует о резко различном строении западной (Присамурской) и юго-восточной частей прогиба. Граница между ними проходит несколько восточнее Кубы и Худата, по Западно-Каспийскому разлому. По поверхности мела и мезозоя вообще разлом этот фиксируется в виде флексурного изгиба, отраженного и в характере распределения мощностей доверхнеплиоценовых пород.

Южная граница Кусаро-Дивичинского прогиба представлена на западе линией Казмакрызского (или Крызского), а на востоке — Сиазанского надвигов, вдоль которых поверхность мезозойского основания прогиба значительно опущена, а кайнозойское выполнение по южному контуру, особенно в полосе Сиазанского надвига (зона третичной моноклинали) частично перекрыто меловыми образованиями. Аналогичные соотношения наблюдаются между мелом Судурской зоны и титонном Шахдагского прогиба вдоль Крызского надвига. Амплитуда вертикального и горизонтального смещения по надвигу возрастает с запада на восток и восточнее Вельвелячая может быть оценена соответственно в 2—3 км и первые сотни метров.

Основными структурными элементами Присамурской зоны являются Кубинский краевой и Зейхурский прогибы и разделяющее их Кусарское поднятие. Кубинский краевой прогиб возник в результате разветвления антиклинория Бюкового хребта, северная ветвь которого имеет своим продолжением Кусарское погребенное поднятие, а южная прослеживается по Крызскому надвигу в виде Тенгинско-Бешбармакского антиклинория. Судурская зона соответствует западной высокоприподнятой центроклинали Кубинского краевого прогиба, выполненного восточнее Кудиялчая трансгрессивной серией третичных отложений.

Геологическая структура Судурской зоны довольно подробно рассмотрена в работе В. Е. Хаина и Ф. С. Ахмедбейли (1957). В меридиональном сечении через эту зону по р. Тагерджалчай выделяется пять самостоятельных антиклиналей, сложенных известняками неокома и разделенных синклиналями, выполненными на дневной поверхности в основном палеогеном и нижним неогеном. Складки Судурской зоны характеризуются пологими сводами и весьма крутыми крыльями. Северные складки явно опрокинуты на юг, а южные в восточных частях скошены к северу. Очевидно, северные складки соответствуют северному, а южные — южному бортам Кубинского прогиба, чем и следует объяснять их опрокидывание к оси прогиба. Следовательно, южные складки Судурской зоны должны одновременно рассматриваться как осложнение южного перекрытого по Крызскому надвигу присводового участка северного крыла западного отрезка Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, которому восточнее Вельвелячая соответствует полоса третичной моноклинали. Северные складки Судурской зоны, по всей вероятности, примыкают к осевой полосе Кубинского прогиба, что и обусловило их быстрое погружение под третичные осадки.

Кусарское погребенное поднятие — крупный частный структурный элемент мезозойского основания рассматриваемого наложенного прогиба. На карте аномалий силы тяжести в редукции Буге оно выражено

в виде крупного локального максимума силы тяжести, ось которого простирается из района слияния Тагерджалчая с Самуром южнее Кусаров и Кубы. Замыкается максимум, не достигая Вельвелячая. Соответствие этого максимума поднятию в толще мезозоя совершенно очевидно. На участке слияния Тагерджалчая с Самуром фиксируются выходы сланцевых отложений аалена, имеющих южное падение и несогласно перекрываемых верхней юрой и неокомом. На левом берегу Самура устанавливается северное падение сланцев аалена, что свидетельствует об их антиклинальном строении и соответствии этого антиклинального перегиба оси кусарского максимума. На востоке отложения аалена уходят под несогласный покров верхнего плиоцена. Пробуренная в районе Кусаров скважина вскрыла на глубине более 2000 м непосредственно под отложениями сармата аналогичные аргиллиты и сланцы. И если по этим скудным данным можно было допустить наличие сложенного в ядре ниже- и среднеюрскими образованиями погребенного поднятия, то его осевая полоса как раз и совпала бы с кусарским максимумом силы тяжести. Ясно лишь, что оно представляет собой частный элемент раннего структурного плана Восточного Кавказа и имеет общекавказскую ориентировку. Аналогичное заключение можно сделать и относительно Зейхурского прогиба, которому соответствует крупный минимум силы тяжести и выполнение которого представлено, очевидно, более полным разрезом мела и кайнозоя. Северный борт прогиба осложнен частными поднятиями — Ширванским, Худатским и Яламинским, участие в строении которых меловых и юрских отложений установлено бурением. Перечисленные поднятия имеют в плане, судя опять-таки в основном по геофизическим данным (Грабская, Андреев, Терешко, 1963), изометричную форму, но в целом вытянуты в субширотном направлении. Углы падения на их крыльях измеряются несколькими градусами.

В отложениях неогенового возраста, уверенно в этом отношении можно сказать о верхнем плиоцене, а для Кубинского прогиба и Кусарского поднятия о послепонтических образованиях, все эти структурные элементы не находят сколько-нибудь отчетливого выражения. Более того в этих молодых образованиях ясно рисуется моноклинал, которая, имея пологое северное падение, полностью перекрывает и Кубинский краевой прогиб, и Кусарское поднятие, и фактически Зейхурский прогиб. Моноклинал эта получила название Кубинской.

Юго-восточная часть Кусаро-Дивичинского наложенного прогиба характеризуется иными особенностями строения частных структурных элементов. На отрезке между Вельвелячаем и берегом Каспийского моря, к северу от Тенгинско-Бешбармакского антиклинория и параллельно ему, протягивается линейно-вытянутая синклинал, которая является непосредственным продолжением Кубинского краевого прогиба. Она отделяет Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий от расположенной севернее Талаби-Кызылбурунской зоны поднятий. В отличие от Кубинского краевого прогиба данная синклинал, как и смежная с севера антиклинальная зона, получает свое отражение и в разрезе плиоцена, что связано с интенсивным погружением ю.-в. части Кусаро-Дивичинского прогиба по Западно-Каспийскому разлому. Третичная моноклинал представляет собой не что иное, как южный борт указанной синклинали.

Талаби-Кызылбурунская зона состоит из ряда антиклинальных складок (Талабинская, Западно-Кайнарджинская, Кайнарджинская и в пределах моря — антиклиналь Кызылбурун-море). Для них характерна линейная протяженность (12—15 км), крутые южные (60—70°) и относительно пологие (40—60°) северные крылья. Вероятнее всего,

складки в отложениях неогена и вместе с тем вся Талаби-Кызылбурунская зона смещены на юг в сторону оси Кубинского прогиба относительно погребенного поднятия, сложенного мезозоем. Последнее предположительно трассируется цепочкой локальных максимумов силы тяжести, расположенной к северу от оси Талаби-Кызылбурунской зоны на продолжении кусарского максимума.

Вопрос о вероятном продолжении Кусарского поднятия, о границах Кубинского краевого прогиба в отложениях мезозоя восточнее Вельвелячая требует еще своего решения. Но несомненным является тот факт, что сложность в структурном соотношении мезозоя и кайнозоя на востоке обусловлена интенсивным погружением юго-восточной части Кусаро-Дивичинского наложенного прогиба в кайнозое. Оно могло полностью подавить структурное обособление восточного продолжения Кусарского поднятия, чем объясняется и отсутствие на востоке структурного аналога Зейхурского прогиба. Здесь, к северу от Талаби-Кызылбурунской антиклинальной зоны, выделяется единая зона прогибания, которой соответствует дивичинский минимум силы тяжести. Северный борт этой зоны прогибания осложнен Хачмасской антиклиналью, в пределах которой кровля меловых отложений вскрыта скважинами, судя по разным отбивкам, где-то на уровне 3000 м. В отличие от западных аналогов и в первую очередь Худатского поднятия Хачмасская антиклиналь имеет близдолготное простираение.

Сопоставление структурных элементов Кусаро-Дивичинского прогиба, обрисованных бурением и разными методами разведочной геофизики (Андреев, 1959; Цимельзон, 1957; Абдуллаев и Джафаров, 1962; Грабская, Андреев и Терешко, 1963), явно свидетельствует о смещении сводов, фиксируемых разными методами и характеризующих разные гипсометрические уровни. Они подтверждают также роль Западно-Каспийского разлома в процессах формирования поверхностной структуры, поскольку на более высоких гипсометрических уровнях складки постепенно приобретают все более и более долготную ориентировку.

Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий. Этот антиклинорий непосредственно прослеживается от Карачая на западе до Киялинской косы на востоке. Его погребенное продолжение в Каспийском море протягивается через поднятия Камней Два Брата и банок Апшеронская и Цюрупа. Особенности тектонического строения антиклинория нагляднее выражены к востоку от Вельвелячая, где установлено его ограничение разломами: Сиазанским на севере и Карабулагским на юге.

Выше уже отмечалась вероятная связь Сиазанского надвига с Крызским, который на левобережье Самура прослеживается в виде приосевого нарушения сложенной байосом антиклинали. Южным ограничением антиклинория в междуречье Кудиалчая и Вельвелячая служит Будугский разлом, связь которого с Карабулагским разрывом, допускаемая А. М. Шурыгиным (1962), выглядит вполне реальной, но отсутствует на поверхности в связи с образованием Вельвелячайской флексуры в зоне Западно-Каспийского разлома. Не вызывает сомнений и то, что Будугский разлом является южным ответвлением Крызского надвига. В таком случае антиклинорий представлен на западе единым поднятием, осложненным вдоль осевой плоскости крутопадающим разломом, постепенно трансформируемым в надвиг и разветвляющимся на востоке в бассейне Кусарчая на две ветви, с обособлением вдоль оси антиклинория цепочки наложенных срединных синклиналей, прослеживаемых почти до Бешбармака на востоке. Еще восточнее антиклинорий периклинально замыкается по юрским отложениям и представлен уже одинарными антиклиналями — Тугчайской и Советабадской.

По простиранию шарнир Тенгинско-Бешбармакского антиклинория испытывает поперечную волнистость, с которой связаны выходы на поверхность аргиллитов средней юры или их погружение под трансгрессивную серию неокома. Несколько загущено строение антиклинория на отрезке Самур-Кудиялчай в связи с перекрытием его ядра южным крылом по Крызскому надвику.

Наиболее западный выход отложений байоса или аалена установлен в бассейнах рр. Карачай и Вельвелчай. Здесь В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1957) выделяют Тенгинское поднятие. Восточный выход прослеживается от района сс. Гюлех и Чарах до Атачая на востоке, обособляя Бешбармакское поднятие. В строении этих двух поднятий имеется много общего. Представлены они двойными антиклиналями, разделенными срединными синклиналями. Ядра антиклиналей сложены среднеюрскими (байос-бат или даже аален) или верхнеюрскими (кимеридж — титон) отложениями. В отличие от В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1957) к зоне срединных синклиналей Тенгинского поднятия следует относить Чульгязыдагскую синклиналь и мульду горы Череке. Срединные синклинали выполнены верхним мелом, за исключением Бешбармакского поднятия, где ее выполнение представлено неокомом.

Как Тенгинское, так и Бешбармакское поднятия значительно осложнены разрывными нарушениями. Они отмечаются и в осевых плоскостях поднятий и ограничивают с севера и юга их юрские ядра. Собственно южное ограничение юрских ядер представлено на западе Будугским, а на востоке Карабулагским разломами. Северные граничные разрывы (относительно юрских ядер) также не находятся в непосредственной связи. Но такую связь можно вполне допустить. Положение этих разрывов еще нагляднее подчеркивает линейность срединных синклиналей.

На участках обоих поднятий центральная осевая полоса антиклинория вместе со срединными синклиналями приподнята в виде горста, в общем скошенного к северу и надвинутого на северное крыло. Наличие Сиазанского надвига еще более наглядно подчеркивает это явление, свидетельствуя о воздымании антиклинория и в кайнозое.

Одинарные антиклинали восточного звена Тенгинско-Бешбармакского антиклинория — Тугчайская и Советабадская так же, как и западные его звенья, характеризуются резко выдвинутыми вверх по вертикали ядрами, сложенными уже нижнемеловыми образованиями, которые к тому же явно опрокинуты к северу (В. М. Мурадян). В случае Советабадской антиклинали, или поднятия Киязинской косы, для которого имеется большой фактический материал, можно говорить о горстообразном воздымании ядра и ограничении центрального блока разрывами.

Наконец, погребенные поднятия Островной зоны, несколько смещенные по сейсмическим и гравиметрическим данным к югу относительно структур, сложенных плиоценом, также обнаруживают много общего с западными поднятиями Тенгинско-Бешбармакского антиклинория. К сожалению, по структуре Камней Два Брата материала недостаточно. Но по участку банок Апшеронская и Цюрупа сейсмические данные рисуют осложнение погребенного поднятия двумя продольными нарушениями, севернее и южнее которых структурные линии условного горизонта свидетельствуют о крутом погружении крыльев. Резкое воздымание здесь центрального блока подтверждается и бурением: на банке Цюрупа непосредственно под продуктивной толщей среднего плиоцена на глубине около 1000 м вскрыты отложения юнусдагской свиты сантона — нижнего кампана, тогда как на северном крыле на

банке Апшеронской вскрыт последовательный разрез третичных отложений, подстилающих продуктивную толщу.

Шахдагско-Хизинский синклиний. Характерной особенностью Шахдагско-Хизинского синклинория является существенное различие в строении его западной и восточной частей. Западный, или Шахдагский, отрезок построен как прогиб, осевая полоса которого грабенообразно опущена относительно соседних поднятий. Вдоль этого грабена обособляются линейно-вытянутые брахисинклинали: Шахдагская, горы Мыхтокян, Будугская и Пулутдагская. Восточный отрезок может быть охарактеризован как сложнопостроенный синклиний, известный под названием Хизинского. В его поперечном сечении выделяются три основные структурные зоны — две синклинальные и разделяющая их антиклинальная согласно с общекавказской ориентировкой самого синклинория простираения.

Различия в строении этих отрезков обусловлены подвижками по Западно-Каспийскому разлому, которые имели своим следствием резкое опускание восточного отрезка, расширение его границ за счет перекрытия восточного погребенного продолжения Тфанского антиклинория, что, в свою очередь, привело к усложнению складчатой структуры синклинория. Последняя, как будет видно ниже, характеризуется не только структурными зонами близширотного простираения, но и ярко выраженной поперечной зональностью.

Подвижки по Западно-Каспийскому разлому нашли свое отражение и в стратиграфическом диапазоне поверхностного выполнения Шахдагско-Хизинского синклинория западнее и восточнее Вельвелячая. В Шахдагской зоне основную роль играют отложения титона и неокома и строго подчиненную — остальные горизонты мела. Складки Хизинской зоны построены в основном барремом, аптом и альбом. Определенное значение здесь приобретают и верхнемеловые образования, которыми представлено выполнение синклиналей.

Детали строения всех без исключения синклиналей Шахдагской зоны отчетливо свидетельствуют о заполнении узкого, с круто погружающимися бортами грабена в процессе мелового осадконакопления. Углы падения по бортам синклиналей изменяются от 80—70° в титоне и неокоме до 35—30° в сеноне. В отложениях верхнего мела, выполняющих центральные части синклиналей, углы падения измеряются еще меньшими величинами, не превышающими, как правило, 20° и нередко составляющими 8—10°.

Одновременно по бортам синклиналей происходит и перекрытие более древних отложений молодыми. В результате по южному краю Шахдагской зоны сначала титон, а затем валанжин, а восточнее с. Ерфи даже готерив находятся в непосредственном контакте с байосом и даже ааленом юрского ядра Тфанского антиклинория. Вследствие этого наблюдается перемещение южной границы Шахдагского прогиба за счет частичного перекрытия Тфанского антиклинория.

Аналогичная картина наблюдается и по северному борту Шахдагского прогиба, где не только апт — баррем (Пулутдагская синклиналь), но и весь комплекс верхнего мела (Будугская синклиналь) оказывается прислоненным к верхнеюрским известнякам южного крыла Тенгинского поднятия (Ханн, 1950; Григорьянц, Шурыгин, 1961).

Необходимо отметить еще один факт. Частные синклинали Шахдагской зоны обособляются фактически в отложениях моложе неокома. В отложениях валанжина, готерива, баррема на участке Будугской и Пулутдагской синклиналей фиксируется единый прогиб. Следовательно, налицо более позднее, причем сугубо поверхностное образование частных синклиналей непосредственно вдоль оси прогиба. Этот процесс бо-

лее наглядно протекает в Хизинской зоне, перерастая в поперечную зональность.

Хизинская зона довольно быстро расширяется к востоку, достигая своей максимальной ширины в центральной части, между меридианами Дивичей и Сиазани. Именно здесь в ее поперечном сечении обособляются синклинальные и антиклинальные пояса согласного с ориентировкой самой зоны простирания. По оси синклинория, несколько смещенной к северному борту, располагается Келевудаг-Советабадский синклинальный пояс, состоящий из Келевудагской, Дагкушинской, Агсиазанской, Зоратской и Советабадской синклиналей. Южнее располагается Бегимдаг-Ситалчайский антиклинальный пояс, трассируемый выходами валанжина в ядре Бегимдагской антиклинали и непосредственным залеганием под четвертичным покровом осадков апт-баррема в наиболее приподнятой части Ситалчайской антиклинали. Еще южнее выделяется Тугчайский синклинальный пояс, прослеживаемый в полосе между Бегимдаг-Ситалчайским поднятием на севере и Гермианским поднятием на юге, — граничным структурным элементом Хизинской зоны. Своим образованием последнее поднятие обязано подвижкам по Халтан-Гермианскому надвигу, западное продолжение которого ограничивает с южной стороны юрское ядро Тфанского антиклинория.

Особое положение в структуре Хизинской зоны занимают Угахская, Кызылказминская и Кешчайская брахиантиклинали, а также Хизинская синклиналь. Они не укладываются в систему структурных зон субширотного простирания, обособляясь на участках, соответствующих поперечному воздыманию (антиклинали) или опусканию (Хизинская синклиналь) шарнира Хизинского синклинория. В частности, Хизинская синклиналь, в отличие от соседних к западу и востоку Дагкушинской и Агсиазанской синклиналей, фиксирует осевую полосу участка поперечного опускания шарнира Шахдагско-Хизинского синклинория, чем и обусловлена ее фактически строго долготная ориентировка.

Аналогичные участки поперечного опускания шарнира Хизинского синклинория выделяются на западе и востоке, где обособляются Келевудагская и Советабадская синклинали. Их соответствие зонам поперечного опускания определяется брахиформным строением и выполнением верхнемеловыми, а в случае Советабадской синклинали и неогеновыми, включая нижний и средний плиоцен, отложениями. Расположенная на восточном опущенном крыле Яшминской флексуры Советабадская синклиналь является уже частным структурным элементом Апшеронского периклинального прогиба. Что же касается синклиналей Хизинского синклинория, то в основном это — округлой формы мульды с явно наложенным характером строения и центриклинальным падением пластов по бортам.

Промежуточные участки, соответствующие поперечному воздыманию шарнира Шахдагско-Хизинского синклинория, построены существенно иначе. К западному из этих двух участков приурочены Угахская и Кызылказминская (Гильгильчайская) антиклинали, а к восточному — Кешчайская антиклиналь. В пределах последнего участка резко морфологически выражены Бегимдаг-Ситалчайское поднятие и смежные с ним с севера и юга Зоратская и Тугчайская синклинали. Для всех перечисленных структурных элементов характерна субширотная ориентировка, большая крутизна падения пластов на крыльях, а в случае Бегимдаг-Ситалчайского поднятия и соседних синклиналей — значительная линейная протяженность. С восточным участком поперечного воздымания связано и наиболее четкое морфологическое обособление Гермианского поднятия. То обстоятельство, что в ядрах Угахской, Кызылказминской и Кешчайской антиклиналей выступают среднеюр-

ские отложения, а вдоль оси Бегмидаг-Ситалчайского и Гермианского поднятий — некоом или апт, подтверждает их локализацию в зонах поперечного воздымания.

Таким образом, шарнир Шахдагско-Хизинского синклинория на фоне общего погружения на восток несколько раз ундулирует. Участки его поперечного погружения характеризуются развитием наложенных мульд, выполненных верхнемеловыми образованиями. Одновременно на этих участках поперечного опускания границы синклинория раздвигаются в северном и южном направлениях, растягивая его по долготе и перекрывая структурные элементы смежных поднятий.

Приподнятые участки Шахдагско-Хизинского синклинория характеризуются, с одной стороны, развитием нижних горизонтов мела и даже выходом на поверхность юры и, с другой, — близширно ориентированной, достаточно протяженной, в основном опрокинутой на юг асимметричной складчатостью. Даже выполненная осадками верхнего мела Зоратская синклиналь не составляет в этом отношении исключения. Это означает, что на участках поперечного воздымания шарнира Хизинского синклинория при формировании складчатости в отложениях мела решающую роль играл фактор унаследованности. Именно поэтому Бегмидаг-Ситалчайское и Гермианское поднятия следует рассматривать как отраженные в меловых отложениях складки юрского комплекса, имеющие непосредственное отношение или связь со структурами Тфанского антиклинория или центрального поднятия мегантиклинория Большого Кавказа.

Тфанский антиклинорий. Тфанский антиклинорий — наиболее раннее и высокоприподнятое поднятие мегантиклинория Большого Кавказа. В его строении принимают участие древние горизонты осадочной толщи, обнажающейся в азербайджанской части Большого Кавказа — тоар (на западе) и аален, а затем байос и бат в ядре, а по периферии — осадки верхней юры.

Поскольку описание Тфанского антиклинория здесь ограничено территорией Азербайджана, его структура полностью может быть охарактеризована на отрезке его юго-восточного погружения, расположенного восточнее меридиана горы Базар-Дюзи. В пределах центрального отрезка, между меридианами Куткашена и Шеки, линия Главного водораздела, а вместе с ней и граница Азербайджана и Дагестана отодвинута на юг и проходит по отложениям титона или валанжина. Здесь юрское ядро антиклинория находится полностью на территории Дагестана. Западнее меридиана Шеки (западный отрезок) Тфанский антиклинорий представлен на территории Азербайджана лишь своим южным крылом, резко опущенным по Главнокавказскому надвижу относительно северного крыла. Зона надвига, проявление которого в пределах восточного отрезка не обнаруживается, совпадает здесь с водораздельным гребнем Главного хребта.

Различия в строении западного и восточного отрезков Тфанского антиклинория достаточно ясно выражены. Обусловлены они в первую очередь значительным воздыманием частных структур антиклинория с востока на запад, широким распространением на западе отложений аалена и тоара, характеризующихся более интенсивным смятием в складки, нежели породы байоса и бата. В пределах западного отрезка четко устанавливается осложнение осевых зон антиклиналей разрывами, трассируемыми малыми интрузиями, дайками или кварцевыми жилами. В то же время строгое сохранение простирания частных структурных элементов на востоке и на западе, их субширотная ориентировка и повсеместно выдержанная параллельность совершенно очевид-

но свидетельствуют о том, что эти же частные структурные элементы определяют и тектоническое строение Тфанского антиклинория в пределах его центрального, дагестанского отрезка.

Детальные исследования последних лет подтвердили предложенное в свое время В. Е. Хаиным (1950₁) и Э. Ш. Сихалибейли (1956) расчленение антиклинория на три структурных элемента более низкого порядка — Куруш-Конахкендский и Базардюзинский антиклинории и разделяющий их Хиналугский синклиний. Построены они асимметрично: их южные крылья в основном подвернуты и осложнены мелкой складчатостью изоклинального характера. В связи с этим юрское ядро центрального поднятия на юге ступенчато приподнято относительно Ковдагского прогиба на всей территории Азербайджана и граница между ними проходит по крутопадающему, но выполаживающемуся в поверхностной зоне разлому. Северный же контур антиклинория, как указывалось выше, характеризуется трансгрессивным перекрытием байоса или аалена титоном, валанжином, а в бассейне Карачая и Ахчая и готеривом.

Из-за такого перекрытия структура северного Куруш-Конахкендского антиклинория не может быть полностью прочитана в поверхностных обнажениях. В его поперечном сечении выделяются две антиклинали, тогда как третья, северная, элементы которой сохранились в бассейне Кусарчая (Хаин, Шарданов, 1957), восточнее оказалась полностью погребенной под наложенным южным бортом Шахдагского прогиба. Обе южные антиклинали четко устанавливаются в разрезах по Кудиалчаю, Карачаю и Бабачаю. Шарниры их плавно погружаются на восток, но резко флексурно изгибаются на Джимичае, в связи с чем их продолжение восточнее не обнаруживается. В аналогичных условиях оказался и Хиналугский синклиний, осложненный на всем своем протяжении мелкой вторичной складчатостью. В то же время основной структурный элемент Базардюзинского антиклинория — Базардюзи-Тфанская антиклиналь и ее восточное продолжение — Бабачайская антиклиналь прослеживаются восточнее Джимичая в виде поднятия хребта Кайтар-Коджа, сложенного уже в основном верхней юрой.

Центральный отрезок Тфанского антиклинория, судя по Фийскому и Гдымскому сечениям, характеризуется растянутым и выположенным южным крылом, разрез верхней юры которого в отличие от такого восточного и западного отрезков пополняется келловеем и оксфордом. Толща верхней юры смята в мелкие складки, которые опять-таки в отличие от наблюдаемых на западе и востоке характеризуются очень слабым наклоном на юг осевых плоскостей. Эти особенности строения и разреза в совокупности с понижением значений силы тяжести севернее (Дагестан) и южнее (Куринская впадина), но в одной поперечной полосе с центральным отрезком явно свидетельствуют о погружении шарнира Тфанского антиклинория в пределах данного отрезка.

Его новое воздымание западнее меридиана г. Шеки сопровождается значительным усложнением складчатой структуры южного крыла западного продолжения Базардюзинского антиклинория и появлением вдоль осевых зон новых поднятий нижних горизонтов аалена, а в отдельных случаях и тоара. Здесь Э. Ш. Сихалибейли (1956) выделил даже самостоятельный Сарыбашский антиклинорий. В поперечном сечении последнего в бассейне Мухахчая выделяются две крупные антиклинали — Аттагайская и Сувагильская, а по Катехчаю и Белоканчаю — три поднятия, из которых два северных (Кехнамейданское и Карабчайское) расположены на продолжении первых двух, а выступающие южнее Катехское и Белоканское, или Гюмбулчайское, составляют новую достаточно протяженную единую структурную зону.

Обособленные поднятия западнее меридиана г. Шеки более сложно построены: резко опрокинуты на юг, представляют обычно двойные и даже тройные в поперечном сечении антиклинали. В результате их достаточно широкие осевые полосы осложнены серией нарушений и фактически превращены в зоны дробления. Последние представлены кварцевыми жилами различной мощности, интрузивными телами, рудопроявлениями или различной их комбинацией.

С водораздельным гребнем Главного хребта и вместе с тем с осевой зоной Базардюзинского антиклинория в пределах западного отрезка совпадает Главнокавказский разлом (надвиг), трассируемый малыми интрузиями габбро-диабазов, габбро и диабазов, прослеживаемых на разных участках в один, два и более рядов. Полосовое расположение малых интрузий вдоль надвига обусловлено их локализацией в ядрах антиклинальных складок, составляющих близко расположенные и строго параллельно простирающиеся антиклинальные зоны. Зона разлома служит резкой границей между высокоприподнятой северной (дагестанской) и южной частями западного отрезка, существенно различающимися по возрасту отложений, которыми они сложены, и морфологии складчатой структуры. В отличие от опрокинутых на юг, почти лежащих или килевидных складок на юге, на севере получают развитие прямые складки с вертикальным положением осевых плоскостей, удачно названные В. Н. Шолпо (1964) открытыми дугообразными складками. Такое различие, вероятно, обусловлено ступенчатым опусканием южного блока, сложенного байосом и ааленом и лишь частично характеризующегося выходами песчаников верхнего тоара, тогда как к северу от Главнокавказского надвига выступают отложения тоара и более низких горизонтов нижней юры.

Закатало-Ковдагский синклинорий. Закатало-Ковдагский синклинорий зарождается в бассейне Белоканчая в виде узкого прогиба, выполненного валанжином, смятым в мелкие складки. Восточнее, в связи с общим погружением положительных структурных элементов мегантиклинория Большого Кавказа, прогиб этот постепенно раскрывается, а разрез его пополняется неокомом и аптом. Это постепенное погружение шарнира Ковдагского прогиба сменяется довольно резким в бассейне Кишчая, где установлена зона поперечных флексур, хорошо обрисованных в междуречье Кишчая и Кюнгутчая. В поперечное опускание оказался вовлеченным и Вандамский антиклинорий, на участке северного крыла которого возник Лагичский синклинорий. При этом контраст в характере подвижек вдоль поперечных флексур нашел свое отражение в ступенчатом переходе от Закатало-Ковдагского синклинория к Лагичскому восточнее Кишчая. По надвигу в пределах северного блока оказалась выведенными на поверхность отложения аалена, обособляющие Дуруджинское поднятие.

Выполняющая Закатало-Ковдагский синклинорий в западной части толща неокома смята в мелкие, сильно сжатые, опрокинутые на юг изоклиналильные складки. Однообразие разреза не позволяет выделить среди этой явно линейной складчатости относительно крупные структуры и проследить их в пространстве. Это удастся сделать лишь в верховьях Геокчая. При этом северные частные структуры аналогичной изоклиналильной складчатости истоков Геокчая, сложенные в основном нижнемеловыми (апт — альб) образованиями, непрерывно прослеживаются в верховья Геокчая, а южные, в строении которых основное участие принимает верхний мел, при подходе к Зангинскому надвигу сразу же обрываются, не имея своего продолжения в междуречье Геокчая и Гирдыманчая и появляясь вновь на левом берегу Гирдыманчая. Детали строения полосы развития меловых отложений в междуречье

Геокчая и Гирдыманчая с явно выраженным чешуйчатым характером строения складчатой структуры подробно рассмотрены в работе Б. В. Григорьянца и Б. М. Исаева (1968), в которой предложено объяснение выпадения значительных отрезков южных складок в связи со сплзванием верхнемеловых пород, которыми они были сложены, и обрыванием за их счет пластины Баскальского покрова (см. ниже).

Дуруджинское поднятие представляет собой узкую протяженную антиклиналь, подсеченную с юга Кайнарским надвигом, восточный отрезок которого был выделен В. Е. Хаиным (1937₂) под названием Зангинского. В полосе наибольшей ширины выходов аалена в бассейне Дашагылчая ядро этого поднятия осложнено наложенной синклиналью, выполненной трансгрессивным комплексом кимериджа и титона. В бассейне Дамирапаранчая по отложениям аалена поднятие периклинально замыкается, погружаясь под трансгрессивную серию неокома, также ограниченную с юга Зангинским надвигом.

Зангинский надвиг прослеживается от Кишчая до Пирсагата (меридиан Шемахи) на востоке. Поверхность его смещения в основном круто падает на север, а иногда вышлаживается в поверхностной зоне, определяя наползание аалена, неокома и более высоких горизонтов мела Закатало-Ковдагского синклинория на юг с перекрытием на отдельных участках северного борта Лагичского синклинория.

Продолжение Ковдагского прогиба восточнее Гидрыманчая характеризуется появлением частных антиклинорий и синклинорий, возникших в процессе дифференциации его складчатой структуры и расположенных в следующей последовательности с севера на юг: Дибраро-Яшминский синклинорий, Алтыгаач-Куркачидагский антиклинорий, Лякичай-Вегверский синклинорий и Алаташ-Юнусдагский антиклинорий. Следует указать, что, как правило, в синклинориях верхнемеловые отложения, реже с участием альба, апта, образуют три структурные зоны — два синклинальных пояса, разделенные в центральной части антиклинальным. Антиклинорий же представлены в поперечном сечении одинарными, осложненными вторичными складками, вытянутыми в общекавказском направлении, постепенно погружающимися на восток и испытывающими при подходе к Апшеронской области раздвоение антиклинальными поднятиями. Кроме того, в синклинориях ярко выражена и поперечная волнистость их шарниров (Григорьянц, 1964), которая определяет вытягивание в долготном направлении западных центроклиналей и сужение центральных отрезков, соответствующих участкам поперечного воздымания. Если в первом случае дело доходит до возникновения наложенных синклиналей с близдолготной ориентировкой их длинных осей, подавляющих структурную зональность субширотного простираения, как это имеет место в случае Амбизлярской мульды (западная центроклиналь Лякичай-Вегверского синклинория), то во всяком случае на участках поперечного воздымания обособляются поднятия, ориентированные субширотно, с ярко выраженным унаследованным характером развития. Примером могут служить поднятие хребта Кемчи и его восточное звено — Кандагское поднятие (центральный отрезок Лякичай-Вегверского синклинория), осложненные разрывами согласного субширотного простираения с надвигами северных блоков на южные и даже веерообразным строением в отдельных сечениях.

С удалением на юг поперечная волнистость шарниров постепенно захватывает антиклинории. В полосе Алаташ-Юнусдагского антиклинория она находит свое отражение в обособлении Алаташского и Шахандагского поднятий и его восточного звена, представленного в попе-

речном сечении двумя поднятиями субширотной ориентировки — Агбурунским на севере и Юнусдагским на юге.

Структура южной части полосы развития меловых отложений восточного, относительно Гирдыманчая, продолжения Закалато-Ковдагского синклинория очень сложная. В целом она представляется чешуйчатой, характеризуется наличием пологих субширотных надвигов с перекрытием южных блоков северными и обусловлена, очевидно, частыми горизонтальными перемещениями меловых пород с образованием поверхностей срыва как внутри мелового разреза, так и в контакте мела с палеогеном. Фронт этих перемещений ограничен на юге Зангинским надвигом, линия которого в зоне пересечения с Западно-Каспийским разломом (русло Гирдыманчая) испытывает в плане коленчатый излом к югу, определяя почти полное перекрытие палеогенового выполнения восточного продолжения Лагичского синклинория верхнемеловыми отложениями. Поисково-разведочное бурение в районе Чухур-Юрта подтвердило картину такого перекрытия, установив залегание под верхнемеловыми отложениями, смятыми в изоклинально-чешуйчатые складки, в интервале глубин от 800 до 1300 м образований майкопской серии олигоцена — нижнего миоцена.

Тыльную часть этой зоны перемещений составляет Астраханский покров, подробно описанный в литературе (Шарданов, Молчанов, 1954; Воскресенский, Хаин, Шурыгин, 1963; Шурыгин, 1967). Как свидетельствуют результаты бурения, покров этот представляет собой синклинально изогнутую в основании пластину, толщина которой в центральной части превышает 1000 м, а длина и ширина составляют соответственно 20 и 5 км. В строении покровной пластины участвуют отложения от готерива до кампана включительно, которые смяты в складки, выполаживающиеся с глубиной. Под пластину покрова уходят отложения от сантона до датского яруса. Для глинистых отложений юнусдагской свиты сантона — нижнего кампана характерна интенсивная дислоцированность по южному контуру покрова. С той же юнусдагской свитой, очевидно, связаны дополнительные срывы в толще покрова, различия в горизонтальной амплитуде перемещения отдельных его частей, выделяемых А. М. Шурыгиным (1967) в самостоятельные покровы.

Следует отметить определенную связь покровных явлений с поперечной волнистостью шарниров продольных структур, их локализацию в основном в зонах поперечного опускания. Та же поперечная волнистость значительно упрощает строение восточного продолжения зоны чешуйчатых складок, обособляя по южному контуру распространения мела такие крупные поднятия, как Герадильское и Ильхидагское. Разделяющие их синклинали, выполненные палеогеном и даже миоценом с близдолготной ориентировкой своих длинных осей, носят явно наложенный характер. Характерна опрокинутость на юг Герадильского поднятия, его значительная линейная протяженность и тектонический контакт меловых отложений, выступающих в его ядре, с палеогеном южного опущенного крыла.

Вандамский антиклинорий и Лагичский синклинорий. Вандамский антиклинорий представляет собой довольно крупный и относительно ранний структурный элемент Восточного Кавказа. Развитие в его наиболее приподнятой части, вдоль оси, вулканогенных отложений байоса и непосредственное перекрытие их валанжином, а в зоне юго-восточного погружения, в бассейне Геокчая (Ахохчай), на южном крыле титоном (Шарданов, Хаин, 1957) наглядно иллюстрируют это положение. Шарнир антиклинория в западном направлении испытывает воздымание, и в бассейне Белоканчая обнажаются породы аалена (Бородаевская и др., 1966). Но это воздымание происходит скачкообразно, что

и определяет возможность установления деталей его строения на разных отрезках. Тот факт, что структура антиклинория может быть более или менее определенно установлена на отрезках между Куткашеном и Гирдыманчаем и между меридианом Шеки и Мазымчаем, явно говорит о соответствии этих отрезков участкам воздымания шарнира Вандамского антиклинория. С этими участками одновременно связаны основные выходы вулканогенного байоса. В то же время промежуточный Кюнгутчай-Куткашенский участок (отрезок, ограниченный меридианами Шеки и Куткашена) настолько плохо обнажен, что только линейный характер строения антиклинория позволяет произвести увязки между его частными структурными элементами, обособляемыми западнее и восточнее.

Соответствие отрезка Вандамского антиклинория зоне погружения его шарнира определяется не только перекрытием здесь отложений вулканогенного байоса и мела галечниками верхнего плиоцена — антропогена, но и поперечными флексурными изгибами междуречья Кишчая и Кюнгутчая, ярко выраженными в поверхностных обнажениях, с которыми несколько выше связывалось обособление Дуруджинского поднятия в пределах Закатало-Ковдагского синклинория и Лагичского синклинория в полосе северного крыла Вандамского антиклинория.

Лагичский синклинорий характеризуется интенсивным смятием в мелкие опрокинутые на юг изоклинальные складки верхнемеловых и палеогеновых отложений. В бассейнах Кюнгутчая и Дашагылчая, в зоне распространения верхнемеловых отложений эта мелкая складчатость читается довольно легко. При очень малой ширине (десятки и первые сотни метров) складки прослеживаются до трансгрессивного перекрытия верхнего мела однообразной по составу майкопской серией олигоцена — нижнего миоцена.

Несмотря на широкое развитие палеогена восточнее Куткашена, следует допустить на этом участке воздымание шарнира Лагичского синклинория. Именно восточнее Куткашена отмечается повсеместный трансгрессивный контакт майкопской серии с разными горизонтами нижнего мела и даже байоса, а в бассейне Ахоччая почти горизонтальное перекрытие крутопадающих на север слоев сеномана. Эти факты свидетельствуют о возникновении Лагичского синклинория на участке северного крыла Вандамского антиклинория и вероятном отсутствии в пределах первого, даже вдоль его оси, восточнее Куткашена отложений верхнего мела моложе сеномана.

Вандамский антиклинорий представляет собой двойное антиклинальное поднятие, разделенное срединной синклиалью, хорошо выраженной в Кахском и Шекинском сечениях. Здесь северная антиклиналь сложена в ядре карбонатно-терригенным флишем валанжина и фактически соответствует Варташенскому антиклинорию Э. Ш. Шихалибейли. Южная антиклиналь прослеживается по выходам в ее ядре вулканогенного байоса, соответствуя в схеме Э. Ш. Шихалибейли (1956) Нухинскому антиклинорию. Выполнение срединной синклинали (Кахский синклинорий, Э. Ш. Шихалибейли) представлено в Шекинском разрезе вулканогенным сеноманом, трансгрессивно перекрывающим по бортам отложения валанжина. В Кахском сечении срединная синклиаль резко расширена, о чем свидетельствует появление здесь турона и коньяка, а также последовательная смена древних отложений молодыми в меловом разрезе. Очевидно, это связано с частным поперечным опусканием здесь шарнира Вандамского антиклинория.

Нарушение последовательности в разрезе мела и исчезновение всего комплекса верхнемеловых образований в поверхностном выполнении срединной синклинали западнее Закатал — свидетельство очередного

поперечного воздымания шарнира антиклинория. В бассейне Белоканчая Вандамский антиклинорий представлен своей северной антиклиналью, сложенной вулканогенным байосом и ааленом, и срединной синклиналью, выполненной валанжином. Его резким погружением западнее Мазымчая, где отмечаются западные падения в отложениях аалена, и наложенным характером Алазано-Агричайского прогиба можно объяснить перекрытие южной антиклинали четвертичными галечниками.

Наиболее полно и наглядно строение антиклинория выступает на участке, ограниченном меридианом Куткашена и Гирдыманчаем (Шарданов, Хаин, 1957; Воскресенский, 1959). Байосское ядро Вандамского антиклинория представляет здесь собой резко выдвинутый вверх горст, который, как и западнее Шеки, несколько скошен к югу и осложнен срединной синклиналью. Северная и южная складки антиклинория соответственно получили название Ниалдагского и Гендобского поднятий. Восточнее русла Ахохчая, на западном берегу Гирдыманчая в строении частных структурных элементов принимают участие уже отложения неокома, апта и альба. Вместе с тем здесь очень отчетливо выражено раздвоение антиклинория.

Резкое погружение шарнира Вандамского антиклинория вдоль русла Гирдыманчая, связанное с подвижками по Западно-Каспийскому разлому, выразилось в полном перекрытии восточного продолжения Гендобского поднятия палеогеном (майкопская серия) поверхностного выполнения Шемахино-Кобыстанского синклинория. Ниалдагское поднятие, не затронутое поперечным разломом, восточнее Гирдыманчая сохраняет характерные особенности структур зоны южного склона — линейную протяженность и опрокинутость на юг. Его погружение в восточном направлении также сопровождается обычным явлением — раздвоением на две небольшие антиклинали, сложенные альбом, сеноманом и более высокими горизонтами мела, уходящими вблизи Чухур-Юрта под трансгрессивный палеоген.

Шемахино-Кобыстанский синклинорий. Шемахино-Кобыстанский синклинорий рассматривается в границах распространения кайнозойских отложений. На западе эта граница проходит вдоль русла Гирдыманчая, совпадая с линией Западно-Каспийского разлома, что позволяет говорить о слиянии Лагичского синклинория с Шемахино-Кобыстанским, на севере — по контакту мела и кайнозоя, выраженному Зангинским и его восточным продолжением — Герадильским надвигами. В этих границах рассматриваемый синклинорий представляет собой резко опущенный относительно мезозойского складчатого сооружения Восточного Кавказа структурный элемент. Складчатая структура его поверхностного выполнения обусловлена наложенным характером залегания отложений кайнозоя на поверхности мезозоя.

При анализе складчатой структуры кайнозоя в пределах Шемахино-Кобыстанского синклинория обращает внимание различие в ориентировке складок. В качестве крупных структурных элементов здесь морфологически наиболее четко выражены Маразинская мульда и Джейранкечмесская депрессия, выполненные плиоценом. Осложняющая складчатость хорошо обрисована в Джейранкечмесской депрессии и характеризуется преимущественно близдолготной ориентировкой. Расположенный между ними отрезок Кобыстана выделяется развитием на поверхности палеогена и миоцена и почти строго широтной ориентировкой складок, их изоклинальным и даже чешуйчатым характером. С аналогичным явлением мы сталкиваемся и в восточной прилегающей к западному борту Маразинской мульды части Шемахинского района.

О характере складчатой структуры западнее, на левобережье Гирдыманчая можно лишь высказать определенные предположения: здесь палеоген и миоцен в основном перекрыты пластиной верхнемеловых пород Баскальского покрова, характеристика которого, условия залегания и образования имеются в работах Н. Б. Вассоевича и В. Е. Хаина (1940), И. А. Воскресенского (1958), И. А. Воскресенского, В. Е. Хаина и А. М. Шурыгина (1963), Б. В. Григорьянца и Б. М. Исаева (1968). Но, судя по обрамлению покрова и тектоническим окнам, палеогеновые породы автохтона смяты в мелкие, опрокинутые на юг изоклиналильные складки, имеющие, вероятнее всего, продолжение на востоке, в собственно Шемахинском районе и достигающие западного борта Маразинской мульды. В самой пластине покрова, сложенной дибрарскими фациями верхнего мела от турона до дания включительно, часть которой в правобережье Гирдыманчая расположена на южном крыле Вандамского антиклинория, так что длина ее достигает примерно 25 км, а ширина около 12 км при максимальной мощности до 1200 м, выделяются значительно более плавные складки. Это особенно характерно для флишевых отложений верхнего кампана — дания, в разрезе которых глинистые образования не играют решающей роли. В то же время в глинистой толще юнусдагской свиты сантона — нижнего кампана слоистость резко нарушена. Ее перемятость, выжимание на одних и раздувы на других участках свидетельствуют о том, что она в основном способствовала перемещению всей пластины и определенному скольжению по ее поверхности вышележащих пород верхнего мела. Плавные изгибы слоев верхнего кампана — датского яруса в покровной пластине совершенно непоставимы с изоклиналильно-чешуйчатым их смятием в складки по южной периферии Закатало-Ковдагского синклинория в междуречье Геокчая и Гирдыманчая, откуда эти отложения сползли. Эти различия, вероятно, и обусловлены растягиванием складок в процессе их сползания по поверхности глинистых образований юнусдагской свиты.

В восточной части Шемахинского района, ограниченной на западе зоной развития Баскальского покрова, а на востоке Маразинской мульдой, чешуйчатый характер складчатой структуры проявляется во всей толще кайнозоя, о чем весьма наглядно свидетельствуют результаты проведенного бурения. Здесь выделяются северный и южный участки развития палеогена и миоцена, разделенные широкой Дзоголовочайской синклиналию, выполненной почти горизонтально залегающими осадками акчагыла. Северный участок, очевидно, представляет собой отражение в слоях палеогена и миоцена юго-восточного продолжения Ниалдагского поднятия Вандамского антиклинория с определенным усложнением складчатости в палеогене за счет подвижек по Зангинскому надвигу. Уходящие под Зангинский надвиг отложения палеогена образуют одну, распадающуюся восточнее на две опрокинутые на юг антиклинали, которые восточнее Пирсагата не прослеживаются из-за несогласного перекрытия полого наклоненными на восток отложениями понта западного борта Маразинской мульды. В южной полосе А. С. Абасов и А. М. Зайналов (1962) выделяют (с севера на юг) Каравеллинскую, Зархинскую, Сагиянскую и Шарадильскую антиклинали. Это обычная для палеогена Шемахино-Кобыстанского синклинория система чешуйчатых складок, осложненных надвигами с перекрытием южных блоков северными.

Примечательна согласная со складками палеогена и миоцена северного и южного обрамлений субширотная ориентировка Дзоголовочайской синклинали, выполненной трансгрессивной серией понта и продуктивной толщи, в свою очередь несогласно перекрытых акчагылом.

Очевидно, эта синклиналь имеет более рельефное отражение в отложениях палеогена и миоцена и, вероятно, соответствует срединной синклинали Вандамского антиклинория, западное продолжение которой, как и выявленных бурением южных складок южной части Шамахинского района, в связи с поперечным опусканием их шарниров погребено под пластиной Баскальского цокова.

Маразинская мульда характеризуется принципиально иными особенностями поверхностного строения. Плиоценовое выполнение мульды не считается с характером складчатой структуры ее западного и восточного обрамлений. Складки Шемахинской зоны и центрального отрезка Кобыстана, ориентированные почти строго широтно и морфологически достаточно резко выраженные, при подходе с запада и востока к Маразинской мульде сразу же обрываются, не обнаруживая своего продолжения. Однако речь должна идти о непосредственной связи сложенных палеогеном и миоценом складок Шемахинского района и восточного обрамления Маразинской мульды, промежуточные звенья которых в пределах последней опущены и перекрыты плиоценовым чехлом.

Уже в самом факте выполнения северной половины мульды потом, а южной акчагылом есть определенное проявление погребенной структуры. Подошва плиоцена в северной части мульды гипсометрически залегает несомненно выше, ибо она наложена на погребенное продолжение Ниялдагского поднятия. Подтверждают эти предположения и структурные особенности палеоген-миоцена южного обрамления Маразинской мульды, в толще которого обособляется ряд антиклиналей, расположенных в следующей последовательности (с севера на юг): Екиханинская, Яваныдагская, Шамлинская, Западно-Сундинская и Гирда-Гюнгермеская. Первые три из названных складок рассматриваются Г. А. Ахмедовым (1957) в составе Центрального Кобыстана и имеют продолжение на востоке. По своему строению, интенсивному боковому сжатию и резкой асимметрии, выразившейся в наличии пологих северных крыльев, надвинутых на подвернутые южные, они обнаруживают большое сходство с южными складками Шемахинского района и только широкое поле пологозалегающих верхнеплиоцен-четвертичных пород в бассейне Пирсагата не позволяет уловить эту связь. Что касается двух южных складок, то они составляют западные звенья также прослеживаемых на восток Чеилдагского и Гирда-Календертепинского антиклинальных поясов Юго-Западного Кобыстана, по Г. А. Ахмедову (1957). И для их строения характерна аналогичная асимметрия, что и для складок Шемахинского района. Но их западное продолжение проследить невозможно из-за несогласного перекрытия теми же верхнеплиоцен-четвертичными образованиями. Следовательно, и в пределах плиоценового выполнения Маразинской мульды шарниры сложенных палеоген-миоценом складок сохраняют субширотную ориентировку, как это показано Г. А. Ахмедовым на структурной карте кровли майкопской серии отложений, но испытывают здесь резкое погружение, что облегчило их нивелировку в плиоцене.

Расположенный к востоку от Маразинской мульды участок Кобыстана, характеризующийся развитием миоцена и палеогена, выделяется как поперечная относительно общего простирания Шемахино-Кобыстанского синклинория зона. Она простирается строго на юг от Герадильского поднятия и с юга ограничена широтным коленом Алятской гряды. Восточной ее границей служит Яшминский флексурный изгиб, который на юге разграничивает широтное и близдолготное колена Алятской гряды, затем прослеживается по западному контуру Джейранкечмесской депрессии, где обрываются широтные складки палео-

ген-миоцена, уходя под погружающиеся на восток осадки плиоцена, а еще севернее — по долготному контакту мела и палеогена восточного окончания Герадильского поднятия.

Палеоген-миоценовые отложения этой Центральной зоны Кобыстана смяты в складки строго широтного простирания и несут определенные черты складчатости линейного типа. Будучи по своим размерам брахиформными, в совокупности они составляют ритмичное чередование антиклинальных и синклинальных поясов той же широтной ориентировки, построенных резко асимметрично, опрокинутых на юг и осложненных надвигами с довольно значительной амплитудой горизонтального перекрытия южных подвернутых крыльев и даже смежных синклиналей.

В составе настоящей Центральной поперечной зоны Кобыстана рассматриваются следующие основные структурные элементы предложенной Г. А. Ахмедовым (1957) схемы тектонического районирования Кобыстана: западные широтные отрезки Южно-Маяшского, Караджузлы-Качалярского, Ахудагско-Бабаджанского, Бояната-Козейдагского и Шамлинско-Кырдагского антиклинальных поясов Центрального Кобыстана и Геокюр-Ахтарминский, Чеилдагский (за исключением Западно-Сундинской антиклинали) и Гирда-Календертепинский (без Гирда-Гонгермесской складки) антиклинальные пояса Юго-Западного Кобыстана.

Восточные отрезки Южно-Маяшского, Караджузлы-Качалярского, Ахудагско-Бабаджанского и Бояната-Козейдагского антиклинальных поясов характеризуются уже меньшими размерами отдельных складок и поворотом их общих осей на юго-восток при сохранении той же асимметрии в строении. Линия изломов в простирании антиклинальных поясов как раз и находится на их пересечении с Яшминской флексурой, а смена простираний с широтного на юго-восточное обусловлена поперечным опусканием прибрежной полосы Шемахино-Кобыстанского синклинория, представленной на юге Джейранкечмесской депрессией.

Эта Восточная зона поперечного опускания Кобыстана вместе с южным побережьем Апшеронского полуострова составляет фактически часть Апшеронского периклинального прогиба, но, будучи восточным продолжением Шемахино-Кобыстанского синклинория, рассматривается в составе последнего. Здесь выделяются три различно построенных участка: северный, сложенный миоценом и палеогеном; центральный, соответствующий Джейранкечмесской депрессии, выполненной с поверхности верхним плиоценом, и южный, соответствующий Юго-Восточному Кобыстану, в строении которого основная роль принадлежит продуктивной толще среднего плиоцена.

Складчатая структура северного участка представлена перечисленными выше восточными отрезками антиклинальных поясов Г. А. Ахмедова, распад которых на большое число мелких куполовидных складок, очевидно, обусловлен формированием наложенной складчатости близдолготного простирания (Григорьянц, Хаин, 1958). Она отчетливо проявилась в образовании округлых наложенных синклиналей, выполненных пологозалегающим плиоценом и вытянутых в секущие цепочки. В этом отношении наиболее наглядно выражен синклинальный пояс, прослеживаемый вдоль нижнего течения р. Кенда через Маяшскую мульду в направлении Гездекской мульды.

Центральный участок дает уже более определенный материал различного выражения складок в разновозрастных отложениях. В полосе северного борта Джейранкечмесской депрессии выделяется близширотная цепочка антиклиналей (Донгуздык, Каргабазар, Кафтаран, Агзыкир), объединяемых Г. А. Ахмедовым (1957) с почти долготно прости-

рающимися антиклиналями (Шихикая, Анарт) в один Анарт-Донгуздыкский антиклинальный пояс. В строении первых участвуют миоцен и палеоген, в строении вторых — плиоцен. Несомненным является более позднее разобщение широтных складок, что вытекает из структурных карт, построенных по материалам бурения С. Г. Салаевым (1961) и Р. А. Аллахвердиевым (1964, 1968). Этот процесс распада является единым по времени с формированием близдолготных складок в толще плиоцена. Расположенная восточнее, вдоль берега Каспия, Карадагская антиклиналь представляет пример постепенного превращения куполовидного выступа в низах продуктивной толщи в долготную складку в ее кровле.

В центральной части Джейранкечмесской депрессии палеоген-миоценовый комплекс находится на глубинах более 3—4 км, а мезозой — на глубинах порядка 8—10 км. Очевидна поэтому нивелировка погребенного структурного плана. Она ясно проявилась по западному борту Джейранкечмесской депрессии, на восточных окончаниях Гирда-Каледерттепинского и Чеилдагского антиклинальных поясов, где на широтный ход структурных линий кровли майкопской серии накладываются долготные линии структуры кровли продуктивной толщи, моноклиально падающей на восток. В центральной части депрессии эта моноклиаль осложнена асимметричной с более крутым восточным крылом долготного простираания антиклиналью Уталгы и расположенной севернее куполовидной, но слегка вытянутой по широте на западном продолжении основного южного купола Карадага антиклиналью Миаджик.

Южный участок Восточной зоны Кобыстана характеризуется более высоким залеганием подошвы плиоцена. Здесь под несогласным покровом верхнего плиоцена обособляются две группы близширотных брахискладок: северная — Арзани — Клыч — Тоурагай — Кянизадаг и южная — о. Дуванный — Малый Кянизадаг. Сложное строение этого участка объясняется, с одной стороны, принадлежностью выделенных складок к структурному плану, характеризующему палеоген-миоценовый комплекс, выступающий на поверхности на западном крыле Яшминской флексуры, а с другой — влиянием процессов его перестройки в плиоцене. Возможна поэтому их двоякая увязка с западными структурами: либо они образуют новые, возникшие в связи с поперечным опусканием, южные ветви Гирда-Каледерттепинского антиклинального пояса, либо — разветвление широтного колена Алятской гряды.

Еще более сложной представляется картина строения Аджичайско-Алятской антиклинальной зоны. Вдоль ее простирания от Гирдыманчая до берега моря на мысе Алят выделяются три различных отрезка: западный, примерно совпадающий с Гюрдживан-Ленгебизской грядой, центральный (широтное колено Алятской гряды) и восточный. Первый ограничивает с юга Шемахинскую зону, второй — Центральную и третий — Восточную зоны Кобыстана. Не случайны поэтому различия в строении трех этих отрезков. Западный отрезок представляет собой моноклиаль северо-восточного падения, сложенную в основном олигоцене и миоцене; центральный — цепочку куполовидных антиклиналей (Ташмардан, Шокихан и Дурандаг-Баридаш) широтного простираания; восточный — сочетание близдолготных (Солахай, Айрантекян) и близширотных (Котурдаг, Дашгиль-Деляниз) брахиантиклиналей.

Весьма сложным представляется сопряжение Ленгебизской моноклинали со складками центрального отрезка. Происходит оно на участке южного продолжения Западной зоны поперечного опускания Шемахино-Кобыстанского синклиория, представленной на севере Маразинской мульдой. Именно здесь Аджичайско-Алятская гряда пересекается руслом Пирсагата и от нее на юг ответвляется долготная Каламадин-

ская антиклиналь — северное звено цепочки простирающихся на юг почти параллельно берегу моря складок Нижне-Куринской впадины.

Вместе с тем Аджичайско-Алятская зона представляет собой единый структурный элемент, по простиранию которого прослеживается надвиг глубокого заложения, четко разграничивающий Шемахино-Кобыстанский синклиний и Нижне-Куриную впадину. Надвиг этот обусловлен резким контрастом вертикальных движений на стыке мегантиклинория Большого Кавказа и Куринской впадины и определяет перекрытие северного борта последней. Соответствие Аджичайско-Алятской антиклинальной зоны Куши-Пирсагатскому минимуму силы тяжести свидетельствует о ее инверсионном характере, возникновении этого поднятия в результате горизонтального перекрытия по надвигу прогиба, представляющего собой восточную спущенную по Западно-Каспийскому разлому часть Алазано-Агричайского прогиба. Сложным сочетанием движений разной ориентировки, которым обьязано формирование Аджичайско-Алятской зоны, обьясняются изломы в ее простирании, разобшение складок вдоль ее шарнира, осложнение густой сетью поперечных нарушений и грязевыми вулканами. Не случайно последние характеризуют в первую очередь стыки трех выделенных выше отрезков.

Апшеронский периклиальный прогиб. Наложенный характер данного прогиба четко проявляется в несогласном перекрытии меловых отложений кайнозойскими и в образовании в толще последних структурных зон близдолготного простирания. Однако при несомненной последовательности в чередовании антиклинальных и синклинальных поясов строгая линейность в их простирании отсутствует. В пределах Северо-Апшеронской акватории, где по данным геофизики и бурения поверхность мезозоя занимает довольно высокое гипсометрическое положение (от 1 до 4—5 км), складчатые зоны, особенно антиклинальные пояса, повторяют близширотное простирание погребенных структур. В первую очередь это характерно для Островной зоны погребенных поднятий, где в отложениях плиоцена установлены отдельные брахискладки близширотного простирания (Камни Два Брата, банки Апшеронская и Цюрупа), разобщенные синклиналями, растянутыми в долготном направлении.

Аналогичная картина наблюдается и по северному контуру Апшеронского полуострова, где широтные поднятия мыса Сарыкаябаши и Кюрдаханы-Маштаги-Бузовнинское также оказались разобщенными. Долготный прогиб отделяет и юго-восточную периклиаль Куркачидагского поднятия от поднятия мыса Сарыкаябаши.

Прерывистым является и Яшминский флексурный изгиб, наиболее четко выраженный на участках субширотных прогибов восточного погружения мегантиклинория Большого Кавказа — Хизинского и Дибраро-Яшминского, Лякичай-Вегверского и Шемахино-Кобыстанского. Куркачидагское поднятие и восточное окончание Алаташ-Юнусадагского антиклинория фактически не затронуты этой флексурой. Амплитуда поперечного опускания вдоль нее достаточно большая. Минимальной она является на севере, где, по данным бурения, подошва кайнозоя (восточнее Ситалчая) опущена на 1000 м.

Вместе с возрастанием амплитуды поперечного опускания в южном направлении складчатая структура приобретает все более равномерное чередование долготных складок значительной протяженности. Если в Джейранкечмесской депрессии такие складки носят в основном изолированный характер, то складки основной южной части Апшеронского полуострова не ограничиваются берегом моря, а прослеживаются и южнее (Биби-Эйбат, Карачухур-Зых). Их рост во времени можно

показать на примере Калинской антиклинали, южная периклиналль которой по отложениям верхнего плиоцена вытягивается до берега моря. Линейная протяженность антиклинальных и синклинальных поясов и отдельных складок возрастает и в направлении с запада на восток по мере возрастания мощностей плиоцена и кайнозоя в целом. В этом смысле в более выгодном положении оказался антиклинорий Бакинского архипелага, в пределах которого брахискладки в отложениях среднего плиоцена оказались объединенными в отложениях верхнего плиоцена (поднятия банки Дарвина, с. Артема, Гюргяны-море).

С запада на восток в пределах Апшеронского периклиналльного прогиба (исключая рассмотренную выше Восточную зону Кобыстана) структурные зоны располагаются в следующей последовательности: Биби-Эйбатский антиклинальный пояс, увязываемый через Аташкя-Шабандагскую антиклиналь с Гейтапинской группой складок; Насосненско-Бакинский синклинальный пояс, Центрально-Апшеронский антиклинальный пояс, прослеживаемый от поднятия мыса Сарыкаябаши, через группу сложенных палеоген-миоценом складок на северо-западе Апшерона, Балаханы-Сабунчи-Романинское и Карачухур-Зыхское поднятия к поднятию банки Макарова; Советабадско-Гоусанский синклинальный пояс, разобщающий унаследованные широтные поднятия северного побережья Апшеронского полуострова; Камни Два Брата, Калининский антиклинальный пояс, промежуточными звеньями которого являются антиклинали банки Цюрупа и Мардакянская морская; Шоуланско-Зыринский синклинальный пояс, наложенный на Кюрдаханы-Маштаги-Бузовнинское поднятие и антиклинорий Апшеронского архипелага, разветвляющийся от поднятия банки Дарвина на две ветви — через поднятие о. Артема в направлении складки Гюргяны-море и далее на юг к структуре Южная и в направлении о. Жилого и Нефтяных Камней. Составляющие перечисленные антиклинальные пояса брахискладки построены асимметрично и характеризуются крутыми восточными или северо-восточными крыльями.

Итак, тектоническая характеристика азербайджанской части Большого Кавказа определяется прежде всего наличием крупных продольных структурных элементов субширотной ориентировки, испытывающих неравномерное движение в вертикальной плоскости, что обусловило ступенчатый характер ее строения (рис. 32) и существенные различия в условиях формирования поверхностной складчатости в пределах каждой продольной структуры — ступени. Как правило, ступени разграничены крупными разрывами, выраженными чаще всего надвигами. Однако нередко эти разрывы не находят своего конкретного поверхностного проявления и замаскированы трансгрессивным прислонением молодых отложений опущенных ступеней к более ранним — приподнятым.

Резкий контраст в амплитуде вертикальных движений смежных ступеней порождает и другое явление — трансформацию крутопадающих разломов в пологие надвиги в поверхностной зоне и перекрытие опущенных ступеней приподнятыми. Такая трансформация характерна для линии Казмакрызского и Сиазанского надвигов, разграничивающих Курсарскую и Хизинскую ступени, Халтан-Гермианского надвига, разделяющего Хизинскую и Ковдагскую ступени, Зангинского и Аджичайско-Алятского надвигов с большой амплитудой горизонтального перекрытия соответственно Шемахинской и Нижне-Куруинской ступеней.

Необходимо подчеркнуть и такую особенность, как ограничение ступеней общекавказского простирания определенными структурно-обособленными поперечными отрезками. Из приведенного выше описания видно, что на территории азербайджанской части Большого Кавказа с запада на восток могут быть выделены четыре таких основных отрезка:

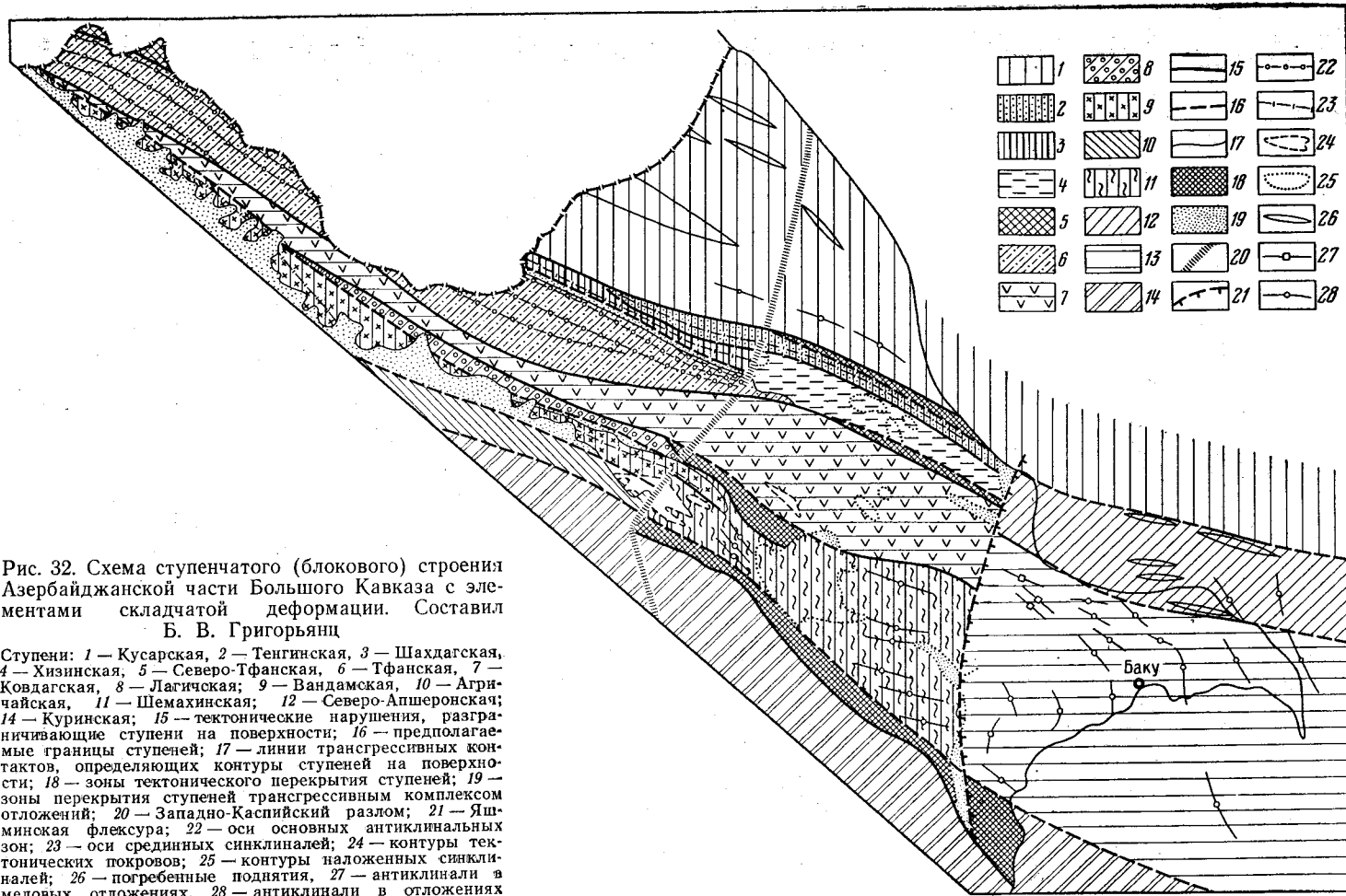


Рис. 32. Схема ступенчатого (блокового) строения Азербайджанской части Большого Кавказа с элементами складчатой деформации. Составил Б. В. Григорьянц

Ступени: 1 — Кусарская, 2 — Тенгинская, 3 — Шахдагская, 4 — Хизинская, 5 — Северо-Гфанская, 6 — Гфанская, 7 — Ковдагская, 8 — Лагичская; 9 — Вандамская, 10 — Агричайская, 11 — Шемахинская; 12 — Северо-Апшеронская; 14 — Куриная; 15 — тектонические нарушения, разграничивающие ступени на поверхности; 16 — предполагаемые границы ступеней; 17 — линии трансгрессивных контактов, определяющих контуры ступеней на поверхности; 18 — зоны тектонического перекрытия ступеней; 19 — зоны перекрытия ступеней трансгрессивным комплексом отложений; 20 — Западно-Каспийский разлом; 21 — Яшминская флексура; 22 — оси основных антиклинальных зон; 23 — оси срединных синклиналей; 24 — контуры тектонических покровов; 25 — контуры наложенных синклиналей; 26 — погребенные подиятия, 27 — антиклинали в меловых отложениях, 28 — антиклинали в отложениях третичного комплекса

Нуха-Белоканский, Кюнгутчай-Куткашенский, Базардюзи-Тфанский и Гирдыманчай-Апшеронский. Для трех западных общими являются Тфанская, Ковдагская, Вандамская и Агричайская ступени (см. рис. 32). Тфанская ступень в пределах Нуха-Белоканского отрезка исключительно высоко приподнята и разбита Главнокавказским надвигом на две частные ступени — северную и южную. Лагичская ступень прослеживается в пределах Кюнгутчай-Куткашенского и Базардюзи-Тфанского отрезков. В пределах последнего, к северу от Тфанской ступени, располагается резко опущенная Шахдагская ступень.

Гирдыманчай-Апшеронский отрезок является наиболее глубоко-погруженным. Из западных ступеней здесь прослеживаются только Кусарская и Ковдагская, построенные уже иначе. Совершенно несопоставима со своим западным аналогом — Шахдагской ступенью — Хизинская ступень. Контраст в вертикальных движениях Хизинской и Кусарской ступеней приводит к обособлению между ними Тенгинской ступени, а опускание южного крыла мегантиклинория обусловило возникновение на юге Шемахинской ступени.

Существенные изменения претерпевает ступенчатая структура и в пределах Апшеронского периклинального прогиба, где выделяется высокоприподнятая Северо-Апшеронская ступень, граничащая на севере с восточным продолжением Кусарской ступени, а на юге — с Южно-Апшеронской ступенью, обнимающей основную южную часть Апшеронского полуострова, морскую акваторию южнее и Восточную зону Кобыстана.

Не случаен в основном совершенно новый набор ступеней восточнее линии Западно-Каспийского разлома, где произошло резкое опускание шарниров структурных элементов общекавказского простирания и где линейный тип складчатости сменяется брахиформным. Именно здесь четко проявляется и частная поперечная зональность (Григорьянц, 1964) и наложенная складчатость (Григорьянц, Хаин, 1958). Анализ этих явлений позволяет разобраться в условиях образования Баскальского, Астраханского и более мелких покровов, явно локализующихся на участках поперечного погружения шарниров продольных структур; во взаимоотношениях между поверхностной и погребенной структурами — в унаследованном развитии первой в пределах поперечных поднятий и наложенном — в поперечных прогибах; понять причины поперечной ундуляции шарниров частных структурных элементов, наиболее ярко выраженных на стыке зон продольного и поперечного опускания.

Существенное значение этот анализ приобретает и при проведении поисков новых погребенных поднятий. Пример Северо-Апшеронской акватории (Северо-Апшеронская ступень), где сейсморазведочными исследованиями выявлены новые погребенные структуры (Тумикян, Шекинский, 1963), свидетельствует и о справедливости предложенной схемы и о той роли, которую она может сыграть при постановке таких работ.

КУРИНСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

Куринская межгорная впадина принадлежит к системе внутренних (межгорных) прогибов Кавказского сегмента альпийского складчатого пояса Евразии. Располагаясь между мегантиклинориями Большого и Малого Кавказа, она на западе замыкается Дзирульским выступом кристаллического фундамента, а на востоке, раскрываясь и углубляясь, уходит в Каспийское море. В указанных границах длина впадины 450 км, ширина в наиболее широкой части на меридиане г. Агдаш 170 км. Западная меньшая по площади часть впадины находится на

территории Грузинской ССР, а значительная восточная часть на территории Азербайджанской ССР.

О тектоническом строении Куринской межгорной впадины до недавнего времени имелись лишь общие представления. Наиболее изученными были нефтегазоносные районы — междуречье Куры и Иори, Южная Кахетия, Аджиноур и Нижне-Куринская часть впадины.

Вопросами тектоники Куринской межгорной впадины занимались многие исследователи, начиная с Г. В. Абиха, и по разному определяли тектоническую природу этой области: Куринская впадина представляет собой грабен между горстовыми поднятиями Большого и Малого Кавказа (Г. В. Абих, Ф. О. Освальд, В. В. Богачев и др.); рассматривается как плита (В. П. Ренгартен, Н. Б. Вассоевич), как срединный массив (А. Д. Архангельский, И. М. Губкин и др.), как глыба (А. И. Джанелидзе, П. Д. Гамкрелидзе, Д. А. Булейшвили и др.) и, наконец, ее считают крупным сложным синклинальным прогибом — синклинорием (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Э. Фурнье, К. Н. Паффенгольц, В. В. Федьинский, В. В. Белоусов, М. И. Варенцов, В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, В. П. Маркевич, М. Г. Агабеков, А. В. Мамедов, Э. Ш. Шихалибейли, Ф. С. Ахмедбейли, Е. Е. Милановский и др.).

Современные представления о тектонике азербайджанской части Куринской межгорной впадины базируются на работах В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), В. И. Куликова (1961), М. Г. Агабекова, А. В. Мамедова (1960, 1968), Э. Ш. Шихалибейли (1960), Ф. С. Ахмедбейли (1966), А. К. Алиева (1960), Ф. А. Ширинова и Ю. П. Баженова (1962), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), И. О. Цимельзона (1959), Р. М. Гаджиева (1965), А. Ш. Шихлинского (1967), А. В. Мамедова (1968₁) и др.

В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов дали первую сводную схему тектонического районирования описываемой области. Основными структурными элементами этой области они считают Средне-Куринскую и Нижне-Куринскую впадины. В пределах первой выделяются Алазано-Агричайский синклинорий, Дашюзский антиклинорий, Арешский синклинорий, Чатминско-Геокчайский антиклинорий и Палентекянский синклинорий, а в пределах второй — Харамино-Сальянский антиклинорий, Каргалинский синклинорий, Нижнекуринский синклинорий и Кюрдамир-Саатлинское и Мильско-Муганское погребенные поднятия.

Перечисленные основные структурные элементы выделяются в описываемой области и в настоящее время, однако их строение, границы между ними и взаимоотношение друг с другом представляются теперь несколько по-иному. Работы других перечисленных выше авторов в основном дополняют и детализируют тектоническую схему В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова, касаясь преимущественно структуры отдельных районов описываемой области. Так, М. Г. Агабеков, А. В. Мамедов, Ф. С. Ахмедбейли, Ф. А. Ширинов и Ю. П. Баженов расчленили и детализировали строение Средне-Куринской части впадины, а А. К. Алиев и А. Ш. Шихлинский — Нижне-Куринской части впадины. В. Е. Куликовым, И. О. Цимельзоном и Р. М. Гаджиевым расшифровано глубинное строение впадины.

Работами этих авторов было установлено глыбовое строение доальпийского фундамента и резкое структурное несоответствие между кайнозойскими и мезозойскими комплексами отложений. Однако следует признать, что современный фактический материал еще недостаточен для исчерпывающего разрешения вопроса о глубинном строении впадины. Слишком слабо еще изучены глубинное строение Аджиноура, междуречья Куры и Иори, Алазано-Агричайской долины и Кура-Араксинской низменности.

Куринская межгорная впадина, как самостоятельная геоструктурная единица, формировалась на орогенном этапе развития Кавказской геосинклинали в олигоцен-четвертичное время. Начиная с ордовика, эта область в преобладающей части своей территории характеризовалась чередованием умеренных поднятий и погружений с накоплением маломощных платформеноидных осадков, т. е. выступала в качестве зоны консолидации — срединного массива внутри Кавказской геосинклинали. В состав этого срединного массива, названного Закавказским, до юрского времени входили также область Рионской впадины и смежные зоны Большого и Малого Кавказа. В начале юры, в связи с образованием Аджаро-Триалетского, Сомхито-Агдамского геосинклинальных прогибов и геосинклинали Южного склона Большого Кавказа рамки Закавказского срединного массива резко суживаются и он на востоке охватывает собственно внутреннюю часть Куринской впадины, заключенную между Орхевско-Дашюз-Аджичайской зоной разрывов и Куринской флексурой (в осадочном покрове), или глубинным разломом (в кристаллическом фундаменте). Впадина в различных частях развивалась на различном в структурном и возрастном отношении фундаменте.

Если во внутренней зоне Куринской впадины в основании ее молассовой серии залегает мезозойско-палеогеновый платформенный комплекс, а местами и более древние кристаллические образования, то на бортах в области Алазано-Агрничайской депрессии и в полосе северо-восточных предгорий Малого Кавказа она подстилается сложноскладчатым мезозойско-палеогеновым геосинклинальным комплексом. Кристаллическим фундаментом впадины служит байкальский комплекс, который выступает на поверхность на бортах впадины в пределах Дзиркульского, Храмского, Локского и Шамхорского массивов и сильно переработан более молодой герцинской складчатостью и магматизмом.

Современная граница Куринской впадины, которая определяется Аргунско-Орхевской и Аджичай-Алятской зонами разрывов и северным краем Алазано-Агрничайской депрессии на севере и северным краем мегантиклинория Малого Кавказа на юге, совпадает с контуром области сплошного развития неоген-четвертичных отложений и пересекает разновозрастные и разнохарактерные структурные элементы складчатых областей Большого и Малого Кавказа. На севере, под углом к простиранию впадины, под ее осадочное выполнение уходят Вандамский (с востока) и Кахетинский (с запада) антиклинории и Шемахино-Кобыстанский (с востока) и Чиатурский (с запада) синклинории мегантиклинория Большого Кавказа, сложенные вулканогенными, карбонатными и терригенно-флишевыми образованиями мезозоя и палеогена, а на юге — Триалетский, Локский, Храмский, Аллавердский, Шамшадинский, Шамхорский, Мровдагский, Агдамский антиклинории и разделяющие их синклинории мегантиклинория Малого Кавказа, сложенные также палеогеновыми и мезозойскими геосинклинальными образованиями. Следовательно, в современной структуре Куринская впадина представляет собой наложенный орогенный молассовый прогиб, развивающийся на различном в структурном и возрастном отношении фундаменте. В данном случае под фундаментом понимается не кристаллический субстрат, а основание молассового комплекса впадины.

Переходя к описанию внутренней структуры Куринской впадины, следует отметить, что она в отличие от горных сооружений Большого и Малого Кавказа характеризуется сравнительно меньшей структурной расчлененностью, слабой проницаемостью коры (незначительным развитием вулканизма), низкими (в основном отрицательными) значениями и меньшей дифференцированностью гравитационных и магнитных

полей, отсутствием эпицентров высокобалльных землетрясений, активно проявляющихся по ее периферии, и относительно утоненной (в среднем 35—40 км) консолидированной корой. Особенно резкое убывание (до 30 км) коры отмечается в крайней восточной части впадины, у побережья Каспийского моря, что связано с выклиниванием «гранитного» слоя. Важно подчеркнуть, что в обратной зависимости от мощности «гранитного» слоя находится мощность осадочных толщ. Особенно резко возрастает мощность осадочного чехла в тех местах, где «гранитный» слой очень тонок или его вовсе нет. Так, например, если в прикаспийской части Куринской впадины мощность «гранитного» слоя и осадочного чехла составляет соответственно 2—4 и 12—14 км, то в центральной части Южно-Каспийской впадины, где отсутствует «гранитный» слой, мощность осадков достигает 20—25 км.

Анализ геолого-геофизических материалов показывает, что кристаллический фундамент впадины в различных ее частях залегает на разных глубинах. В западной части впадины, в Карталинской депрессии, он залегает на глубине 4—6 км, в средней части погружается до 14 км, а в восточной, в Нижне-Куринском прогибе, — до 15 км. Таким образом, в продольном направлении кристаллический фундамент впадины обнаруживает ступенчатое опускание в направлении с запада на восток. Ступенчатое погружение доальпийского субстрата происходит и в направлении от Большого и Малого Кавказа к Куринской впадине, причем зоны резкого его погружения тяготеют к зонам сочленения указанных структурных элементов. Эти ступени в фундаменте отражаются полосами резких градиентов аномалий силы тяжести, с которыми местами сопряжены зоны магнитных аномалий, сгущение эпицентров землетрясений, проявлений магматизма и различные структурные осложнения в осадочном чехле — разрывы, флексуры, резкие градиенты изменений мощностей и фаций и т. д. Таким образом, рельеф доальпийского кристаллического субстрата области Куринской впадины довольно расчлененный. При общем грабен-синклинальном его строении и ступенчатом погружении в сторону Каспийского моря в продольном направлении впадины он осложнен выступами и прогибами, которые отражаются и в структуре осадочного чехла.

На всем протяжении Куринской межгорной впадины, равном 450 км, в ее структуре выделяются три более или менее самостоятельных прогиба. Крайний западный из них Верхне-Куринский прогиб зарождается к востоку от Дзирульского выступа и замыкается на востоке примерно на меридиане Тбилиси, отделяясь Марткобской поперечной перемычкой (поперечное поднятие шарнира впадины) от следующего к востоку более протяженного (более 300 км) и широкого (до 70 км) Средне-Куринского прогиба. Последний протягивается на восток до Кюрдамира, сменяясь далее широким погребенным поперечным поднятием, простирающимся из района северных предгорий Талыша до Вандама на севере. Еще восточнее, начиная от Западно-Каспийского глубинного разлома, проходящего вдоль подножия северо-восточного склона Талыш-Вандамского поднятия, развивается сравнительно небольшой (длина 145 км, ширина 50—60 км) Нижне-Куринский прогиб. Этот прогиб на востоке через Южно-Каспийскую впадину сливается с Западно-Туркменской впадиной. В азербайджанскую часть Куринской впадины входит Нижне-Куринский прогиб и значительная часть Средне-Куринского прогиба.

Средне-Куринский прогиб. Средне-Куринский прогиб является самым крупным и сложнопостроенным структурным элементом Куринской впадины. Его структурные границы сильно осложнены выступами и прогибами Большого и Малого Кавказа. Так, например, на северо-за-

паде во впадину узким клином вдается Кахетинское поднятие, которое расчленяет ее на два продольных отрезка — Алазанский на севере и Иори-Куринский на юге. Последний, в свою очередь, на меридиане Тбилиси восточной периклиналью Триалетского антиклинория расчленяется на собственно Куринский (на севере) и Борчалинский (на юге) прогибы.

Еще более сложные очертания имеет юго-западная граница впадины. Здесь под большим углом к общему простиранию впадины в нее вдаются Агдамский, Мровдагский, Шамхорский, Аллавердский, Локский и Храмский антиклинории, сложенные в ядре юрскими, а местами (на Шамхорском, Локском и Храмском выступах) докембрийско-нижнепалеозойскими метаморфическими образованиями. Разделяющие антиклинории Мардакертский, Агджакендский, Казахский, Ляльварский гемисинклинории выполнены меловыми и палеогеновыми отложениями. Таким образом, современная граница Средне-Куринского прогиба, которая как на севере, так и на юге совпадает с линией контакта мезозойского и кайнозойского комплекса пород, имеет сильно извилистый характер, очерчивая внешние контуры ранне- и среднеальпийских структур Большого и Малого Кавказа и в то же время пересекает их под значительным, местами даже под прямым углом. Эта особенность тектоники рассматриваемой части Куринской впадины в такой резкой форме обозначилась в позднеплиоцен-антропогенную эпоху, когда вся область Средне-Куринского прогиба испытала значительное прогибание, вовлекая и смежные зоны складчатых областей Большого и Малого Кавказа.

В структуре Средне-Куринского прогиба различаются бортовые зоны, возникшие на мезозойско-палеогеновом геосинклинальном основании, и внутренняя зона на мезозойско-палеогеновом платформенном основании. Границами между ними служат на севере Кахетина-Дашюзская зона шовных поднятий, а на юге — Предмалокавказская зона флексура. Бортовые зоны впадины отличаются значительными перерывами в осадконакоплении, сравнительно малой мощностью их и довольно спокойным строением осадочного чехла. В полосе северного борта впадины главными структурными элементами являются: Алазано-Агричайский прогиб и Дашюз-Амирванская зона поднятия.

Алазано-Агричайский прогиб относится к системе прогибов второго порядка. Длина прогиба 300 км, ширина в наиболее широкой части между Цители-Цкаро и Белоканами 32,5 км. Этот типичный наложенный прогиб, на западе секущий почти вкрест простирания складчатость Чиаурской (Тианетской) зоны, несколько косо ориентирован по отношению к складчатым структурам Кахетинского и Вандамского антиклинориев южного склона Большого Кавказа. Северная граница прогиба представляет зону контакта четвертичных и мезозойских отложений. Многие исследователи, признавая тектоническую природу данного контакта, считали, что здесь существует разлом (Богачев, 1926, 1936, Мирчинк, 1935, Соловкин, 1944, Шихалибейли, 1956, Ахмедбейли, 1966). Основной чертой данного контакта является, однако, его эрозионный характер, о чем свидетельствуют извилистые очертания, наличие отдельных холмов-останцов пород мезозоя южного склона Большого Кавказа уже в пределах Алазано-Агричайского прогиба у гг. Закаталы, Белоканы, сс. Талы, Гюллюк и, наконец, косо расположенные границы прогиба по отношению к прилегающим структурным элементам Большого Кавказа (Хаин и Шарданов, 1952). Многочисленные разрывные нарушения, осложняющие складчатую структуру отложений южного склона Большого Кавказа, уходят под верхнеплиоцен-четвертичные отложения Алазано-Агричайского прогиба и тем самым ока-

зываются древнее последнего. Судя по разрезу осадочного выполнения и возрасту отложений, участвующих в складчатости горных обрамлений, Алазано-Агричайский прогиб в различных частях является разновозрастным — более древним на западе и молодым на востоке. Как обособленный структурный элемент, он оформился лишь во второй половине четвертичного периода (после хазарского века), когда рельефно обозначился крайний восточный отрезок его южного борта — Амирварский хребет.

Площадь Алазано-Агричайского прогиба покрыта четвертичными отложениями, представленными аллювиальными, делювиальными, пролювиальными и озерными образованиями. Под ними залегает мощная (более 1500 м) толща преимущественно континентальных (галечниковых) отложений верхнего плиоцена, которые выступают из-под четвертичных осадков в полосе южного борта и вскрыты бурением в полосе северного борта у с. Кварели.

Суммарная мощность указанных отложений местами достигает до 2 км и более, причем зона их максимальных мощностей тяготеет к южному крутому крылу прогиба. Характер залегания этих отложений указывает на синклинальное строение Алазано-Агричайского прогиба. Только к востоку от дороги, ведущей к г. Шеки, в низовьях Дашагылчая залегание слоев верхнего плиоцена и антропогена осложнено пологим поперечным перегибом. В наиболее прогнутой части прогиба, в районе слияния Алазани и Агричая, подошва верхнеплиоценовых отложений опущена на глубину более 1800—2000 м.

Глубинное строение области Алазано-Агричайского прогиба пока в деталях остается неизвестным. Следует отметить, что глубинными сейсмическими исследованиями в области Алазано-Агричайской долины выделяются три региональных сейсмических поверхности с граничными скоростями соответственно 2,5—3,2, 4,5—5,1 и 5,7 км/сек. В различных пределах колеблется на разных профилях и глубина залегания этих поверхностей. Наибольшая глубина залегания их, считая от дневной поверхности, отмечается по линии профиля Лагодехи — Акстафа, где она составляет для верхней поверхности 0,8 км, для средней 1,5 км и для нижней 4 км, а наименьшая — соответственно 0,2, 0,5 и 1,5 км по линии профиля Ахалсопели — Гурджаани.

В структурном отношении эти поверхности ведут себя одинаково, образуя в целом широкий синклинальный прогиб со слабоволнистым дном и осью, прижатой к его крутому южному борту.

Некоторые авторы (Б. К. Балавадзе, А. В. Бухникашвили, М. С. Иоселиани и др.), придавая этим сейсмическим поверхностям стратиграфическое значение, первую привязывают к подошве плиоцен-четвертичных слоев, вторую к поверхности юрских отложений, а третью к поверхности доальпийского кристаллического фундамента. Такая интерпретация сейсмических материалов не согласуется с геологическими данными и данными гравиметрии.

Прежде всего сам факт структурного соответствия сейсмических поверхностей при явном несоответствии тектоники верхнеплиоцен-четвертичного и мезозойского комплексов отложений, отчетливо наблюдаемых на бортах Алазано-Агричайской долины, не позволяет связывать эти поверхности со стратиграфическими границами, а указывает на приуроченность их к границам физического раздела, к тому же, по данным названных же исследователей карбонатные породы мела и вулканогенные образования юры по физическим параметрам вполне сопоставимы с породами доальпийского субстрата.

С другой стороны, если согласиться с определением глубины залегания доальпийского фундамента в Алазано-Агричайской долине в пре-

делах глубин 1,5—4 км, то необходимо допускать залегание его здесь непосредственно под покровом верхнеплиоцен-четвертичных отложений, ибо в преобладающей части долины мощности последних превышают 1,5—2 км и даже в самой крайней южной части долины, где отсутствуют четвертичные отложения, скважина структурно-поискового бурения при забое 1500 м еще не вышла из верхнеплиоценовых образований*.

В таком случае резкий скачок плотности (2,1—2,3 г/см³ в верхнеплиоцен-четвертичных отложениях и 2,6—2,8 г/см³ в кристаллическом субстрате) при сравнительно малой мощности покрова должен был вызывать в области Алазано-Агричайской долины более выразительную положительную аномалию Буге, чем в районе Кюрдмирского гравитационного выступа, где кристаллический фундамент находится на глубине 7 км, между тем эта область характеризуется глубоким гравитационным минимумом. Отсутствие как в этой области, так и в прилегающих районах кислых магматических тел исключает роль последних в образовании данного гравитационного минимума. Об этом свидетельствует и соответствующий последнему отрицательный минимум аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля. Следовательно, геологическая природа этого гравитационного минимума может быть объяснена только очень глубоким положением здесь доальпийского фундамента.

Произведенный А. М. Мамедовым совместно с Р. М. Гаджиевым количественный расчет гравитационных аномалий показал, что глубина залегания доальпийского субстрата в наиболее прогнутой части Алазано-Агричайской долины составляет более 8 км. Это дает основание рассматривать область Алазано-Агричайской долины как тыльный прогиб Большого Кавказа, заполненный мощной (более 6 км) толщей палеоген-мезозойских отложений. Этому не противоречат и геологические данные. Так, с запада под верхнеплиоцен-четвертичный покров описываемой долины уходят флишевые отложения палеогена и мела Чиаурского синклинория и Кахетинского антиклинория, а с северо-востока — толща пород мела и юры Закатало-Ковдагского синклинория и вулканогенные образования байоса, альб-сеномана и известняки титон-валанжина Вандамского антиклинория. В крайней восточной части северного борта долины, в районе с. Диаллы, из-под верхнеплиоцен-четвертичных образований выходят отложения палеогена и сармата, а в долинах рр. Геокчай и Гирдыманчай, у их выхода из Алазано-Агричайской долины обнажаются майкопские, сарматские, понтийские и среднеплиоценовые отложения. Эти фактические данные дают полное основание говорить о том, что в верхнеплиоцен-четвертичном подложье Алазано-Агричайского прогиба залегают: вулканогенная толща байоса, карбонатный флиш титон-валанжина, терригенный флиш остальной части нижнего мела, вулканогенно-обломочный верхний альб и сеноман, верхнемеловой — палеогеновый флиш и молассовые образования сармата — среднего плиоцена**. Эти отложения, за исключением, по всей вероятности, последних, которые имеют сравнительно ограниченное распространение и развиты главным образом в восточной части описываемой долины, сматы в достаточно интенсивные, опрокинутые на юг и осложненные надвигами складки. Об этом свидетельствуют и результаты исследования глубинного строения области Алазано-Агричайской долины методом отраженных волн.

На сейсмических профилях, обработанных этим методом в запад-

* Имеется в виду скважина, пробуренная на южном борту долины, у с. Караагач.

** Суммарная мощность названных отложений должна составлять более 5—6 км.

ной части долины, отчетливо видно, что мезозойско-палеогеновый комплекс отложений под полого синклинально залегающими образованиями верхнего плиоцена и четвертичной системы образуют осложненную разрывными нарушениями систему складок, т. е. сохраняет ту напряженную тектонику, которая наблюдается в этих отложениях на бортах описываемой долины.

Дашюз-Амирванская зона поднятий — следующий к югу структурный элемент — является граничной структурой между внешними и внутренними зонами Средне-Куринской впадины. Она служит соединительным звеном между Кахетинским антиклинорием на западе и Ленгезиско-Алятской зоной поднятий на востоке и так же, как последние, представляет собой шовную зону поднятия, отделяющую мезозойский срединный массив области Куринской межгорной впадины от геосинклинали южного склона Большого Кавказа. Сложена она в основном плиоцен-антропогеновыми отложениями и только в районе хребта Дашюз из-под названных отложений выступают эоценовые слои, сложенные почти исключительно из продуктов размыва юрских пород — глыбовые конгломераты и брекчии из среднеюрских порфиритов и известняков верхней юры.

Следует отметить, что эти отложения, а также их аналоги в Горной Кахетии, образующие так называемые «Юрские утесы», ранее считались коренными образованиями юры. Исследованиями А. В. Мамедова (1968) было установлено, что здесь фактически присутствуют обломки и глыбы порфиритов байоса и верхнеюрских известняков, заключенные в фаунистически охарактеризованных эоценовых отложениях южного борта геосинклинали Большого Кавказа и, очевидно, принесенные с юга, из зоны Куринской геоантиклинали.

Строение Дашюз-Амирванской зоны поднятий резко асимметричное. Почти на всем своем протяжении вдоль присводовой части юго-западного крыла она срезается разрывом надвигового характера. Благодаря этому юго-западное крыло поднятия в большинстве случаев оказывается скрытым под надвинутым северо-восточным крылом. Амплитуда надвигания местами достигает 1,5—2 км. Судя по данным сейсмо-разведки, гравиметрии и макросейсмическим наблюдениям, на глубине надвиг перемещается в крутой разлом, который затрагивает даже доальпийский фундамент. Характерной особенностью тектоники описываемой зоны является также убывание интенсивности складчатости в восточном направлении. В структуре Дашюз-Амирванской зоны поднятия выделяются шесть антиклинальных поднятий: Западно-Дашюзское, Восточно-Дашюзское, Айдынбулагское, Чайкендское, Согутлинское и Гейвандлинское. Эти поднятия расположены кулисообразно, имеют брахиантиклинальное строение и осложнены разрывами, по которым северо-восточные крылья надвинуты на юго-западные. Большинство складок в ядре сложных среднеплиоценовых отложениями и только в своде Восточно-Дашюзской и Гейвандлинской антиклиналей выходят соответственно эоценовые и понтические отложения. Основной рост складок описываемой зоны относится к предакчагыльскому и ранне-средне-четвертичному времени.

Зона юго-западного борта Средне-Куринского прогиба построена своеобразно. На поверхности развиты верхнеплиоцен-четвертичные отложения. Непосредственно под этими отложениями на разных участках залегают разновозрастные породы. Между Акстафой и Кировабадом — это верхнемеловые слои, которые под маломощным (60—400 м) покровом верхнеплиоцен-четвертичных отложений почти достигают р. Куры, образуя погребенное продолжение Шамхорского выступа. В районе Акстафы меловые отложения погружаются на значительную глубину

(до 1000 м у ж.-д. ст. Акстафы и до 2000 м в районе ж.-д. ст. Пойлы) и под верхним плиоценом скважины вскрывают палеогеновые слои. Это так называемый Казахский поперечный прогиб — гемисинклинорий, отделяющий Шамхорский антиклинорий Малого Кавказа от более западного Аллавердского. За р. Кошкарчай, в районе Кировабада, между мелом и верхним плиоценом также вклинивается палеоген, который затем широкой полосой прослеживается вплоть до Аракса. На поверхности он обнажается только между Гянджачаем и Тертером, а на остальной территории вскрыт бурением. Данные бурения и геофизики показывают, что мезозойско-палеогеновые отложения постепенно под пологими углами погружаются к северо-востоку, в сторону внутренних частей впадины. В 15—20 км от мезозойского обрамления, в полосе Предмалокавказского (Южно-Куринского) глубинного разлома*, происходит резкое погружение палеоген-мезозойских отложений с одновременным увеличением их мощности и появлением над ними миоценовых отложений.

Весьма характерным для описываемой зоны является несоответствие тектоники плиоцен-четвертичных и подстилающих отложений. Первые, за исключением Казанбулаг-Нафталанского участка**, залегают спокойно с общим пологим (до 5—6°) наклоном к северо-востоку, а вторые палеоген-мезозойские отложения на фоне общего моноклиналичного погружения сложены в систему пологих гемиантиклинальных и брахиантиклинальных поднятий, наиболее крупными из которых являются (с северо-запада на юго-восток): Татлинское, Даллар-Джирдаханское, Дальмамедлинское, Казанбулагское, Нафталанское и Советлярское, Бардинское, Ширванлинское, Мирбаширское, Гюллюджинское, Агджабединское, Худаферинское и Ждановское. У юго-восточного окончания описываемой зоны, в районе г. Ждановска, граница мела и палеогена очерчивает выступ, обращенный к северо-востоку, а затем заворачивает к югу, вдоль Аракса. Аналогичным образом ведут себя здесь и отложения миоцена.

Все эти складки имеют довольно спокойное строение, характеризуясь пологим наклоном крыльев, и лишь некоторые из них (Дальмамедлинская, Казанбулагская, Нафталанская, Мирбаширская, Агджабединская и Ждановская) нарушены небольшим числом продольных и поперечных сбросов незначительной амплитуды.

Простираение складок меняется от северо-восточного в районе Акстафы и Казаха через субширотное на участке междуречья Дзегамчай и Гянджачай до юго-восточного и меридионального к юго-востоку от Кировабада, следуя полностью за простирающимися обрамляющими впадину основных структурных элементов Малого Кавказа. Первые признаки развития складок рассматриваемой зоны появляются еще в мелу (частичный размыв датских, маастрихтских и кампанских отложений). Они проявляются более заметно в палеогене, но основной период формирования складок приходится на меотис — средний плиоцен.

Внутренняя зона Средне-Куринского прогиба построена более сложно. Особенно напряженной тектоникой характеризуется ее западная

* На поверхности этот разлом отражается взбросо-надвигом в долине р. Куры, между сс. Крахкесаман и Хулуф, и уступом в полосе сочленения Кура-Араксинской низменности и зоны восточных предгорий Малого Кавказа.

** Казанбулагское и Нафталанское палеоген-мезозойские поднятия отражены и в структуре верхнего плиоцена, но весьма своеобразно: первому из них отвечают две, а второму — три более мелкие складки верхнеплиоценовых слоев. По В. Е. Хайну (1954), в образовании этих складок сыграли явления облекания подошвой верхнего плиоцена неровностей преадакчагыльского рельефа майкопских отложений, в частности гряд, соответствующих выходам песчаников.

часть, область междуречья Куры и Иори. Для этой области характерны большие мощности (до 4—5 км) неогеновых отложений, резкие изменения фаций и мощностей отдельных их горизонтов на сравнительно небольших расстояниях, перемежаемость геосинклинальных и геосинклиналильных условий накопления осадков во времени и в пространстве, сложное сочетание различных типов складчатости и отчетливо выраженная линейность в расположении структур, имеющих преимущественно Кавказское простирание. Отдельные участки обладают различиями в морфологии складок и времени интенсивности складкообразования, что позволяет выделить здесь две различные зоны — Джейранчельскую и Чатминскую.

Первая из них охватывает южную прикуринскую полосу, а вторая — северную прииорскую зону. Границей между ними служит Эрикдарская зона надвигов, состоящая с северо-запада на юго-восток из Удабнинского, Молладагского, Эрикдарского надвигов и Восточно-Палантекианского и Боздагского взбросов. Почти на всем своем протяжении эта зона разрывных нарушений сопровождается опрокидыванием и надвиганием складок Чатминской тектонической зоны на Джейранчельскую тектоническую зону. Амплитуда надвигания возрастает в направлении к северо-западу от 400—450 м в районе Боздага до 2—2,5 км в районе горы Ахтахтапы. В современном рельефе эта зона разрывных нарушений образует крутой уступ. Сильно расчлененный горный рельеф Чатминской тектонической зоны к югу от указанной зоны разрывов быстро сменяется равнинным рельефом Джейранчельской тектонической зоны.

Джейранчельская тектоническая зона (Палантекианская подзона, по Н. Б. Воссовичу, и Палантекианский синклинорий, по В. Е. Хаину и А. Н. Шарданову) на поверхности сложена в основном верхнеплиоцено-четвертичными отложениями и лишь местами отдельными пятнами обнажаются миоценовые слои. По своей структуре она представляет синклинорий. Строение складок по верхнему плиоцену сильно отличается от такового по миоценовым слоям. Короткие брахиантиклинальные складки верхнеплиоценовых слоев на глубине, в слоях миоцена (сармата), сменяются более крупными поднятиями. Однако в том и другом случае синклинали значительно шире антиклиналей. Последние располагаются в основном параллельными рядами и образуют три антиклинальные зоны.

Северная — Мамедтапа-Кейрюккейланская — антиклинальная зона в направлении с северо-запада на юго-восток состоит из Джандарской, Оглутапинской, Мамедтапинской, Салоглинской, Каратапинской (Южно-Молладагской), Кейрюккейланской, Гюрзундагской, Южно- и Северо-Джейранчельской и Тарсдалларской антиклиналей. Центральная — Ортагаш-Гуйрухэнчинская антиклинальная зона объединяет Беюккесикскую, Кушкунинскую, Западно-Ортагашскую, Центрально-Ортагашскую, Восточно-Ортагашскую, Гуйрухэнчинскую, Байрамлинскую и Еникендскую антиклинали, а южная — Куринская антиклинальная зона включает в себя Караязскую, Союгбулагскую, Пойлинскую, Крахкесаманскую, Кафландаринскую, Хатунлинскую, Кирзанскую, Дзегамскую, Далларскую и Хулуфскую антиклинали. Все названные антиклинали, за исключением Караязской, Северо- и Южно-Джейранчельской и Тарсдалларской, опрокинуты на юг и осложнены надвигами и взбросами с амплитудой от 100—150 до 1000—1500 м. Интенсивность складчатости убывает в южном и юго-восточном направлениях. Как и в складках (северо-восточного предгорья) Большого Кавказа, здесь наблюдается заметная дисгармония с упрощением в структуре, затуханием разрывов ниже майкопской серии. Начало формирования складок от-

носится к средне- и верхнемиоценовому времени, а наибольший рост их происходил в преакчагыльскую и послепшеронскую фазы тектогенеза.

Чатминская зона — наиболее сложно построенная часть Средне-Куринской впадины. На поверхности здесь развиты майкопские и средне-верхнемиоценовые отложения, и только местами в наиболее глубоких синклинальных прогибах и на юго-восточном погружении зоны встречаются верхнеплиоценовые образования. В структурном отношении эта зона служит погруженным продолжением Триалетского антиклинория, этому отвечает и несколько более позднее появление поднятий в Чатминской зоне — в среднем миоцене — по сравнению с восточным окончанием Триалет. В конце сармата Чатминский антиклинорий испытал окончательное поднятие и образовал южный борт бассейна, в котором отлагались эльдарская и ширакская свиты, резко несогласно перекрытые затем акчагылом. Вместе с тем, поскольку складки Чатминской зоны сформировались позже, чем осевые складки восточного окончания Триалет, они как бы обтекают последние. Складки Чатминской зоны довольно крупные. Типичных брахиантиклиналей здесь нет, все положительные структуры представлены крупными антиклиналями чешуйчатого строения; редко наблюдаются поднятия псевдодиапирового строения (Тауратапинская).

В строении Чатминской зоны выделяются две крупные зоны поднятия: Северная из них — Алачыг-Эльдарюгинская — состоит из поднятий (с северо-запада на юго-восток) Малхазовки, Тауратапы, Алачыга, Яйлачыга (Сатибе), Армудлы и Альдарюги, а южная — Удабно-Палантекианская — из поднятий Удабно, Саждага, Чобандага, Ахтахтатапы, Западного Палантекиана, Восточного Палантекиана, Малого Удабна, Демуртапы, Геогтапы и Легвис-Цхали. Отделяются эти зоны поднятия весьма сложно построенной полосой. Она в общем имеет синклинальное строение; в ее пределах обособляются брахисинклинали Удабно, Геогтапа, Чатма и Эльдар, сложенные верхним сарматом, акчагылом и четвертичными отложениями.

Строение как антиклинальных, так и синклинальных складок осложнено разрывами надвигового характера. Все антиклинальные складки, за исключением Тауратапинской, на поверхности представлены лишь своими северо-восточными крыльями, а южные их крылья скрыты под надвигом; нередко наблюдается непосредственное тектоническое соприкосновение северных крыльев двух соседних в поперечном сечении антиклиналей. Амплитуда надвижения местами (в районе Ахтахтатапинской и Яйлачыгской антиклиналей) достигает 2,5—3 км. Как показала сейсморазведка, эта сложная чешуйчатая структура резко упрощается в подошве пластичной майкопской серии, сменяясь в нижнем палеогене и мелу пологими антиклиналями. Таким образом, и здесь, как на Кубани и приморском Дагестане, на Апшеронском полуострове и в Шемахино-Кобыстанской области, нагнетание пластичных майкопских глин в своды некоторых складок (Алачыгской, Тауратапинской, Яйлачыгской, Армудлинской и Чобандагской антиклиналей) придало последним в вышележащих слоях форму близких к диапирам.

Наблюдаемое в Джейранчельской зоне структурное несогласие между верхнеплиоценовыми и миоценовыми отложениями еще в более резкой форме выражено в Чатминской зоне. В юго-восточной части зоны, в районе Западно-Палантекианской антиклинали, слои акчагыльского и апшеронского ярусов вырисовывают типичную брахиантиклинальную складку с ясно выраженными периклиналями, тогда как слой сарматского яруса, не обнаруживая никакого изгиба пластов, уходит под верхнеплиоценовые отложения. При этом на периклиналях указан-

ной антиклинали азимутальное несогласие между сарматскими и верхнеплиоценовыми слоями составляет 90° . Это обстоятельство свидетельствует о двух самостоятельных фазах интенсивного складкообразования в Чатминской зоне. Первая фаза падает на преадакчагыльское время, а вторая — на четвертичное время. Окончательное оформление складок зоны относится именно к последней фазе складчатости.

К востоку от поперечных долин низовьев Алазани и Гянджачая характер строения внутренней зоны описываемой впадины существенно меняется: интенсивность дислокаций уменьшается, складки становятся относительно пологими, спокойными, уменьшаются в размерах и в сводовых частях появляются более молодые верхнеплиоцен-четвертичные отложения. Более того, в отличие от западной части впадины, здесь складчатостью осложнена только узкая северная прибортовая зона — **полоса Аджиноурских предгорий**. Антиклинальные складки данной зоны так же, как и вышеописанных зон внутренней части Средне-Куринской впадины, построены асимметрично — они скошены или даже опрокинуты к югу и разорваны надвигами и взбросами. Синклинали значительно шире антиклиналей, они выполнены четвертичными отложениями. Общее простирание складок Аджиноурской области западно-северо-западное и восточно-юго-восточное.

Антиклинальные складки зоны в общем группируются в четыре пояса. Северным из них является Камыкаинский. Он состоит из поднятий Кудбарекдага, Камыкая, Каракеллука и Гензи. Первые два поднятия в сводах сложены отложениями среднего плиоцена и разорваны надвигами с амплитудой более 1000 м; а последние два сложены соответственно отложениями апшеронского яруса и четвертичной системы. Следующий пояс начинается на северо-западе антиклиналь Аджиноур и продолжается поднятиями района Чайкаракоюнлы, Олмаз, Савалан, Сурхайхан, Текли, Гаджи-Атамалы и Кюрдамаши. Аджиноурская, Саваланская и Сурхайханская антиклинали сложены апшеронскими отложениями, а остальные — четвертичными. Все эти поднятия асимметричны; с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными крыльями. Олмазское, Саваланское и Сурхайханское поднятия осложнены небольшими взбросами.

Этот антиклинальный пояс отделяется от Камыкаинского широкой зоной прогибов, в пределах которой обособляются брахисинклинали Аджиноур, Ново-Астрахановка, Кюрдамаши и др., выполненные четвертичными отложениями. Более южный антиклинальный пояс, уже заведомо являющийся юго-восточным продолжением Алачыг-Эльдарюгинского антиклинального пояса Чатминской зоны, состоит из одиннадцати очень коротких брахиантиклинальных поднятий верхнего плиоцена, в основном апшерона. Поднятия характеризуются пологими ($15-20^\circ$) северо-восточными и крутыми, местами почти вертикальными, юго-западными крыльями, отделенными от свода крутопадающими надвигами с амплитудой более 1000—1500 м. Поднятия эти с запада на восток следующие: Западно-Коджашенское, Центральное-Коджашенское, Восточно-Коджашенское, Налбандагское, Пирсеидское, Кошаковахское, Юхары Агджаязинское, Агджаязинское, Арапское, Геокчайское, Восточно-Геокчайское.

Самый южный антиклинальный пояс рассматриваемой области находится на продолжении Удобно-Палантеканской антиклинальной зоны Чатминского антиклинория. Связывающим звеном между ними служит антиклиналь северо-западного — юго-восточного направления, пересекающая Куру у с. Карасахкал. Эта Карасахкальская антиклиналь в ядре сложена акачагыльскими отложениями и вдоль присводовой части юго-западного крыла срезана взбросом с амплитудой 200—250 м.

К юго-востоку от Карасакхальского поднятия вырисовывается брахиантиклиналь горы Боздаг с выходом на поверхность отложений акчагыла и взбросом по оси. Восточнее, в центральной части хребта Боздаг, существуют еще две очень короткие, кулисообразно расположенные брахиантиклинали также с выходом акчагыла в своде и разрывом по оси. Следующим к востоку звеном рассматриваемой антиклинальной зоны является вытянутая брахиантиклиналь горы Дагирмандаг, полностью образованная в современном срезе апшероном. Восточнее окончание хребта Боздаг пересекает р. Куру в Мингечаурском ущелье и на левом берегу Куры известно уже как хребет Караджа. Здесь в слоях апшерона и бакинского горизонта вырисовывается самостоятельное поднятие брахиантиклинального строения с более крутым и осложненным взбросом южным крылом. Оно расположено кулисообразно по отношению к Дагирмандагскому поднятию и смещено к северо-востоку. У с. Халдан эта антиклинальная зона обрывается, но в 50 км к востоку, за г. Геокчаем, возникает новое поднятие, выраженное в рельефе так называемым Карамарьянским увалом. Рукава наземной дельты Гирдыманчая вскрывают в своде этого поднятия поставленные на голову бакинские слои, крылья поднятия сложены несогласно и более пологозалегающими отложениями хазарского горизонта. В сводовой части Карамарьянское поднятие осложнено прогибом.

К югу от Боздага имеется еще несколько изолированных куполовидных поднятий; наиболее крупным из них является Дуздагское. В ядре этого поднятия обнажается акчагыл, а бурением под акчагылом вскрыты средний сармат, нижний сармат и средний миоцен. В строении двух других поднятий — Бозеринского и Гедакбозского — участвуют на поверхности лишь континентальные бакинские и хазарские отложения, довольно интенсивно дислоцированные. Таким образом, для восточной части внутренней зоны Средне-Куринской впадины характерен очень поздний, послехазарский возраст заключительной складчатости. По данным бурения и сейсморазведки, поднятия, подобные Бозеринскому и Гедакбозскому, затухают с глубиной; в палеогеновых и более древних отложениях им отвечает моноклинальное залегание слоев.

К югу от Аджиноурских предгорий вплоть до подземного склона Малого Кавказа и Аракса расстилается широкая Кура-Араксинская низменность, покрытая сплошным чехлом горизонтально залегающих четвертичных отложений. По геофизическим данным, здесь намечается наличие складок в мезозойско-палеогеновых слоях. Большинство авторов на своих тектонических картах эту низменную восточную часть Средне-Куринской впадины включают в состав Нижне-Куринского синклинория. Такое объединение допустимо только по верхнеплиоцен-четвертичному структурному этажу.

Следует отметить, что в позднем плиоцене и четвертичном периоде не было существенной разницы в темпе погружения Средне-Куринской впадины, Талыш-Вандамского выступа и Нижне-Куринской впадины, что обусловило слабое обособление этих структур по верхнему структурному этажу.

Как показывают данные бурения и геофизических исследований, с глубиной обособленность этих структур, и в частности Талыш-Вандамского выступа, вырисовывается все более и более отчетливо. Этот меридиональный выступ, который протягивается от северо-восточных предгорий Талыша на юге до южных предгорий Большого Кавказа на севере, характеризуется сравнительно сокращенной мощностью осадочного чехла и частыми перерывами в осадконакоплении. Так, согласно данным бурения и сейсморазведки в наиболее погруженной предталышской части выступа мощность мезо-кайнозойского комплекса не превы-

шает 7—8 км. Здесь полностью выпадают из разреза отложения понта и мзотиса и весьма ограниченным развитием пользуются среднеплиоценовые и среднемиоценовые образования. В связи с этим акчагыльские слои нередко приходят в стратиграфический контакт с сарматскими отложениями, а последние в свою очередь местами (в районе поднятия Новоголовка) залегают на майкопской серии. Плиоцен-четвертичные отложения здесь почти не участвуют в складчатости и полого наклонены к северо-востоку. Эта пологая моноклиналь на глубине, в слоях миоцена и подстилающих отложений осложнена поднятиями платформенного типа. Складки эти ориентированы в кавказском направлении.

Строение описываемого выступа еще более упрощается в его наиболее приподнятой центральной части, в Саатлы-Кюрдамирском участке. Здесь мощность мезо-кайнозойского комплекса отложений не превышает 5—7 км, причем большая половина этой мощности приходится на долю плиоцен-четвертичных отложений, которые местами здесь залегают прямо на меловых отложениях. Таким образом, устанавливается, что Талыш-Вандамский выступ в течение большей части мезо-кайнозойского времени выступал в качестве области поднятия и размыта и оказывал влияние на распределение фаций и мощностей в пределах Средне-Куринского и Нижне-Куринского прогибов. Плиоцен-четвертичные отложения здесь также не участвуют в складчатости, а подстилающие их палеоген-мезозойские образования образуют пологие поднятия платформенного типа. Ориентированы они в близширотном направлении в западной и центральной частях выступа и близмеридиональном направлении на восточном склоне.

Судя по погружению кровли кристаллического фундамента от глубины 5—7 км в центральной части Талыш-Вандамского выступа до глубины 14—15 км в смежных прогибах, а также по резкому спаду аномалий силы тяжести в направлении к последним, ясно, что как восточное, так и западное ограничения выступа связаны с разломом. Об этом частично свидетельствует и наличие здесь эпицентров глубоководных (25—30 км) землетрясений.

Следующий к востоку **Нижне-Куринский прогиб** является наиболее глубоким в системе Куринских прогибов. Мощность его осадочного заполнения достигает 15 км, причем большая половина этой мощности (более 8 км) приходится на долю плиоцен-четвертичных отложений. Впадина имеет асимметричное строение. Юго-западный борт ее относительно пологий, северо-восточный крутой. Как юго-западное, так и северо-восточное ограничения впадины связаны с разломами. Юго-западным ограничением впадины служит Западно-Каспийский разлом, протягивающийся от Гюрдживанского прорыва р. Гирдыманчай на северо-западе до Ленкорани на юго-востоке, а северо-восточным — Ленгебизско-Алятская шовная зона поднятий. Последняя, сложенная в осевой зоне олигоцен-миоценовыми отложениями, на всем своем протяжении, начиная от р. Гирдыманчай на западе и до Каспийского моря на востоке, ограничена Аджичайско-Алятским надвигом, по которому опрокинута на юг и частично перекрывает структурные элементы собственно рассматриваемой впадины.

Непосредственным структурным продолжением Нижне-Куринской впадины на восток служит Южно-Каспийская впадина, которая отделена от первой узкой поперечной перемычкой в полосе Бакинского архипелага.

Большая часть Нижне-Куринского прогиба покрыта четвертичными отложениями и только в полосе северо-восточного борта узкими изолированными полосками обнажаются средне- и верхнеплиоценовые отложения.

Наиболее полная тектоническая схема впадины составлена В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952) и А. К. Алиевым (1960). Согласно этим схемам в структуре Нижне-Куринской впадины с северо-востока на юго-запад выделяются Навагинский гемисинклинальный прогиб, выполненный четвертичными отложениями, Харамино-Сальянский антиклинорий и собственно Нижне-Куринский синклинорий. Наиболее сложный по строению Харамино-Сальянский антиклинорий. Он резко суживается на северо-западе и упирается в Ленгезиско-Алятскую зону поднятия и сильно расширяется в юго-восточном направлении. Стоит он из двух пучкообразно расходящихся в юго-восточном направлении антиклинальных зон — Каламадын-Бяндованской и Кюровдаг-Нефтечалинской, разделенных Кюрсангинским гемисинклинальным прогибом, выполненным четвертичными отложениями и осложненным в наиболее широкой юго-восточной части Кюрсангинским и Южно-Кюрсангинским погребенными поднятиями. Эти антиклинальные зоны и разделяющий их синклинальный прогиб были оформлены в позднеплиоцен-четвертичное время, но начало формирования их относится к значительно более раннему времени, так как по данным сейсморазведки с глубиной по крайней мере до 8—9 км интенсивность складчатости увеличивается.

Обе антиклинальные зоны состоят из ряда четковидно или кулисообразно сменяющих друг друга узких и вытянутых брахиантиклинальных складок, размытых большей частью до низов верхнего плиоцена. Первая из названных зон объединяет (с северо-запада на юго-восток) Каламадинское, Большое Хараминское, Малое Хараминское, Мишовдагское, Калмасское, Хыдырлы-Бяндованское, а вторая — Кюровдагское, Карабаглинское, Бабазананское, Дуровдагское, Хиллинское и Нефтечалинское поднятия. Складки имеют в профиле гребневидную форму с ядром, выдвинутым вверх по наклонным навстречу друг другу и сходящимся в глубине разрывам типа взбросов и надвигов. Характерно, что продольные разрывы пересекают антиклинальные зоны по всей их длине, включая седла между соседними в продольном направлении поднятиями и что к этим разрывам приурочены многочисленные центры грязевулканических извержений, которые уходят своими корнями в палеоген-мезозойские отложения, т. е. на глубину 10—15 км.

Очень важным элементом тектоники Нижне-Куринской впадины является Кюровдаг-Нефтечалинский взброс. Он разграничивает Харамино-Сальянский антиклинорий и Нижне-Куринский синклинорий и, по всей вероятности, имеет большую глубину проникновения, чем остальные продольные разрывы описываемой области.

Весьма характерной особенностью тектоники Нижне-Куринской впадины является и изменение структурных особенностей с глубиной. Нередко относительно пологим и крупным поднятием верхнеплиоцен-четвертичных слоев (Кюровдагское поднятие) на глубине, в отложениях среднего плиоцена отвечают два относительно коротких и крутых поднятия (Кюровдагское и Карабаглинское) или же происходит затухание в апшерон-четвертичных слоях поднятий (Кюрсангинское) четко вырисовывающихся в слоях продуктивной толщи.

МЕГАНТИКЛИНОРИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Выяснением тектонического строения Малого Кавказа занимались Г. В. Абиx (1873_{1,2}) и Ф. Освальд (1916), давшие первые тектонические схемы этого региона и сопредельных стран. Позже появились тектонические схемы В. В. Богачева, В. П. Ренгартена, Л. А. Варданянца, В. В. Белоусова, М. М. Тетяева, Н. Б. Вассоевича, А. Н. Соловкина,

Ш. А. Азизбекова, К. Н. Паффенгольца и др. Тектоническими исследованиями В. В. Белоусова, М. В. Гзовского, Л. Н. Леонтьева, В. Е. Хаина и М. В. Муратова были заложены основы современных представлений о тектонике Малого Кавказа. Первыми было установлено, что Мисхано-Зангезурский антиклинорий по своей истории резко отличается от севернее расположенного Сомхито-Карабахского, т. к. он унаследован от герцинского цикла; последний же является альпийским новообразованием и состоит из ряда кулисообразно расположенных структур.

По данным Л. Н. Леонтьева (1949), юго-западнее расположенная Севано-Курдистанская зона (синклинорий) синклинальными заливами Атеркским на западе и Алякчинским на востоке вдается в пределы Сомхито-Карабахского антиклинория. Южнее располагаются Мисхано-Зангезурский и Шаруро-Джультинский антиклинории, разделенные Еревано-Ордубадским синклинорием.

Исследованиями Э. Ш. Шихалибейли (1956) были выявлены основные черты строения Севано-Акеринского синклинория (зоны) с выделением составляющих структур и было указано на необходимость пересмотра границ тектонических зон Малого Кавказа. Е. Е. Милановским (1956) была составлена схематическая тектоническая карта Малого Кавказа, где структурные единицы выявлены по возрасту слагающих образований. В 1958 г. была составлена тектоническая карта Азербайджана, где выделены структурные элементы различного возраста с указанием периодов погружения, воздымания и становления их. В 1956 г. И. В. Кириллова и А. А. Сорский предложили районирование Кавказа по типу складчатости.

А. А. Габриеляном (1959) были даны новые схемы тектонического строения Армении. А. Т. Асланяном (1958) был дан анализ тектоники армянской части Малого Кавказа. И. В. Кириллов, Е. Н. Люстих, В. А. Растворова, А. А. Сорский, В. Е. Хаин (1960) тектоническое районирование Кавказа анализируют по типам развития структур. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) в монографии «Геологическое строение Кавказа» выделяют Аджаро-Триалетскую, Сомхито-Кафанскую, Армянскую и Приараксинскую структурно-фациальные зоны. В другой работе Е. Е. Милановский (1963) предложил новую схему тектонического районирования Малого Кавказа, где им выделены Сомхито-Карабахская, Севано-Зангезурская, Армянская и Приараксинская зоны. Э. Ш. Шихалибейли (1966) предложил в восточной части Малого Кавказа выделять: Предмалокавказский краевой прогиб, Сомхито-Агдамскую, Севано-Карабахскую, Мисхано-Кафанскую и Араксинскую зоны.

Сомхито-Агдамская зона. Вдоль внешней периферии мегантиклинория Малого Кавказа, параллельно южному борту Куринского межгорного прогиба, с запада на юго-восток протягивается сложностроенная складчатая система — Сомхито-Агдамская зона. На западе она начинается с Сомхитских гор и протягивается в восточном, а потом юго-восточном направлении до р. Аракс, где погружается под новейшие отложения Нижне-Араксинской депрессии. С юго-запада зона ограничена крупными надвигами и взбросовыми нарушениями, которыми она отделена от соседней Севано-Карабахской зоны.

В строении зоны принимает участие формация метаморфических сланцев кембрия — докембрия, а в альпийском комплексе — сланцевая, базальтово-липаритовая и рифово-пирокластическая формации юры и терригенно-карбонатная вулканогенная формации мела. Встречающиеся в прогибах зоны молассовые формации представлены выклинивающимися членами и не характерны для зоны. Слагающие зону формации в соответствии с общей тенденцией плавно погружаются в юго-

восточном направлении. Поэтому с северо-запада на юго-восток в продольном сечении зоны, вдоль осевых полос антиклинорий можно видеть изолированные выходы древних пород, обрамленные более молодыми в синклиниях. Эти особенности строения зоны дали основание выделять в ее азербайджанской части следующие кулисообразно расположенные структуры: Шамхорский, Мровдагский и Агдамский антиклинории, а также Казахский, Дашкесан-Агджакендский и Мардакертский синклинии.

Сомхито-Агдамская зона характеризуется запад-северо-западным простиранием. Составляющие зону антиклинории западнее р. Тертер простираются почти широтно и погружаются к востоку, т. е. простирание их не совпадает с простиранием этой части зоны. Разделяющие их синклинии простираются в северо-восточном направлении, т. е. поперек простирания этой части зоны. Характерно, что синклинии, погружаясь к северо-востоку, раскрываются в Куринский межгорный прогиб и воздымаются к юго-западу. Выяснено, что эти синклинии обязаны своим происхождением северо-восточным разрывам (или флексурам), которые, возникнув на периклиналях положительных структур, пересекают наискось всю зону и далеко прослеживаются в смежных зонах. Восточнее р. Тертер имеются случаи, когда ими срезаются антиклинории, но прогибы в пределах зоны при этом не образуются (Хачинчайский сброс).

Казахский синклиний, располагаясь в бассейне р. Акстафачай, разделяет кулисообразно расположенные Аллавердский и Шамхорский антиклинории. Повторяя очертания окружающих структур, синклиний в плане имеет v-образную форму и простирается в северо-восточном направлении. Слагающие его верхнеюрские, меловые, палеогеновые и частично миоплиоценовые (?) отложения, участвуя в периклинальном замыкании Шамхорского антиклинория, далеко прослеживаются в южном направлении, где принимают широтное простирание и отделяются от Красносельско-Дилижанского синклиория крупным флексурным изгибом. Казахский синклиний имеет форму узкой широтно ориентированной синклинали, тогда как севернее с. Иджеван он, резко расширяясь, принимает северо-восточное простирание и в районе г. Казах сливается со структурами Куринского межгорного прогиба. Синклиний, подчиняясь плану и размаху складчатости соседних положительных структур, по данным Р. Н. Абдуллаева (1963), в поперечном сечении проявляет резкую асимметрию, которая выражается в крутом залегании восточного крыла и относительно пологом — западного.

В заложении и создании прогибов данной зоны важную роль играли долгоживущие разрывные нарушения меридионального простирания. Наиболее крупными из них, по данным А. Т. Асланяна (1958), являются Агдан-Ривазлинский, Ахумский, Нижне-Агданский и другие сбросы с амплитудой смещения порядка от 200—500 до 800—1000 м, простирающиеся в северо-восточном направлении на десятки километров. По этим сбросовым нарушениям приведены в тектонический контакт отложения верхней юры и мела, к ним приурочены выходы интрузивных пород мелового и возможно более молодого возраста, и они, вероятно, являются проводниками магматических излияний позднемелового и палеогенового времени. Благодаря Агдан-Ривазлинскому и Нижне-Агданскому сбросам, прослеживающимся соответственно вдоль западного и восточного бортов синклиория, последний приобретает характер грабена.

В меловых отложениях междуречья Таузчая и Храми имеется ряд меридиональных складок, осложненных сбросовыми нарушениями и выходами интрузивных тел.

Шамхорский антиклинорий относится к наиболее крупным структурным элементам зоны и протягивается от верховьев Акстафачай до левого бережья Гянджачай более чем на 100 км. Расположенный несколько кулисообразно по отношению к Аллавердскому антиклинорию и отделенный от него Казахским синклинорием, он сложен метаморфическими сланцами кембрия — докембрия и раннеальпийской терригенной формацией лейаса-аалена и порфирито-пирокластической формацией средней юры, типичной для первичных геосинклиналей.

Шамхорский антиклинорий принадлежит к гетерогенно построенным складчато-глыбовым структурам. Антиклинорий оконтуривается выходами верхнеюрских отложений, но у его северо-восточной периклинали благодаря крупным (Хачбулагский и Садахло-Кировабадский) сбросовым нарушениям эти отложения отсутствуют и породы нижнего сенона приведены в тектонический контакт с породами байоса.

Переходя к анализу внутреннего строения антиклинория, отметим, что это наиболее древняя и единственная структура зоны, в основном сложенная байосскими вулканогенными образованиями. Отложения бата выполняют или же оконтуривают уже складчатое основание и участвуют в строении второстепенных мелких складчатых структур. Вдоль осевой полосы антиклинория с юго-запада на северо-восток выделяются поперечно ориентированные крупные антиклинальные поднятия: Акстафачайское, Таузчайское, Дзегамчайское и Шамхорчайское. Сложены они в основном нижнебайосской вулканогенной толщей и оконтурены выходами верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров, обнажающихся вдоль крыльев и на северных их периклиналях. Эти первичные положительные структуры соответственно разделены Верхне-Агданским, Мехрабчайским, Атабекским и Човдарским поперечными синклинальными прогибами, выполненными на западе верхнебайосскими кварцевыми плагиопорфирами, а на востоке — частично и вулканогенным батом. Вдоль осевых полос они интродированы меридионально вытянутыми гранитоидными интрузиями. Так, на западе, в осевой полосе Таузчайского антиклинального поднятия, расположен Таузчайский интрузив, и несколько наискось к осевой полосе Мехрабского синклинального прогиба — три выхода гранитоидов; по р. Мехрабчай, в зоне перехода от Мехрабской синклинали к Дзегамчайской антиклинали, расположен меридионально ориентированный Беюк-Кишлакский интрузив; вдоль осевой полосы Дзегамчайского поднятия по течению Дзегамчая выступают три интрузива; вдоль осевой полосы Атабекского синклинального прогиба прослеживается наиболее крупный меридионально вытянутый Атабек-Славяновский интрузив и несколько сравнительно мелких тел севернее и южнее; вдоль осевой полосы Шамхорчайского антиклинального поднятия по р. Шамхорчай расположены Барум-Барсумский и Гиланбирский интрузивы; в осевой полосе Човдарского синклинального прогиба известно несколько мелких выходов гранитоидных интрузивов, по-видимому, являющихся сателлитами более крупного интрузива, не вскрытого эрозией.

Вдоль северного крыла антиклинория, в отложениях нижнего и верхнего байоса, параллельно Садахло-Кировабадскому разлому, в междуречье Дзегамчая и Кошкарчая с северо-запада на юго-восток протягиваются Бадакэнд-Алабашлинская антиклиналь и Чардахлы-Нузгерская синклиналь. Вдоль их осевых полос выступает ряд интрузивных тел гранитоидного состава. На западе, вдоль юго-западного крыла Шамхорского антиклинория, происходит воздымание нижнебайосской вулканогенной толщи, которая, моноклинально падая на северо-восток по Кедабек-Мургузскому надвику, надвинута на эоценовые отложения. Надо полагать, что эта моноклиналь является разорванным и надви-

нутым северным крылом крупной субширотно ориентированной приразломной антиклинали, южное крыло которой вдоль надвига опущено под меловые и эоценовые отложения смежного синклинория. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют, что вдоль осевой полосы Шамхорского антиклинория расположены близдолготные, а вдоль крыльев — субширотно ориентированные первичные приразломные структуры.

В центральной части антиклинория выявлены гравитационные минимумы, которые ориентированы поперек осевой полосы антиклинория, т. е. в северо-восточном направлении, а вдоль крыльев его, в зоне перехода к смежным синклинориям изоаномалы, ступаясь, простираются в общекавказском направлении.

Первичные доальпийские структуры антиклинория осложнены наложенными субширотно ориентированными складками предбатского времени.

В строении антиклинория существенное значение имеют разрывные нарушения, изученные Р. Н. Абдуллаевым и Г. И. Керимовым. Здесь выделены группы Човдарских и Асрикчайских разрывных нарушений, Кедабекский, Кабахтапинский, Бадакендский, Яныхлинский и Байрамлинский сбросы северо-западного простираения. Таким образом, надо полагать, что восточная часть Шамхорского антиклинория рассечена сравнительно молодыми (послеюрскими) сбросами северо-западного простираения Кедабекской и Човдарской групп и ступенчато опущена в восточном направлении. Наиболее древними следует считать сбросы северо-восточного простираения типа Асрикчайского и субширотные

Дашкесанский синклинорий. От верховьев р. Дзегамчай, расширяясь к северо-востоку до р. Инджачай, простирается асимметричный Дашкесанский синклинорий. В среднем течении рек он срезается субширотно ориентированным Гюлистанским сбросом, благодаря чему слагающие его батские и верхнеюрские образования, прорванные гранитоидными интрузиями, ступенчато опущены под меловые отложения, наложенного Агджакендского синклинория.

Контуры Дашкесанского синклинория вырисовываются по подошве батского структурного этажа, который, в значительной мере срезая более древние, хорошо отражает изменение структурного плана области и в предбатское время. Кроме того, по подошве этого структурного этажа хорошо очерчиваются контуры Гекгельского выступа. Верхнеюрский структурный этаж выполняет осевую полосу синклинория и наглядно показывает контуры второстепенных поднятий и прогибов этой эпохи. Шарнир Дашкесанского синклинория с запада на восток, дважды ундулируя, воздымается и образует два поперечных поднятия: Шамхорчайское на западе и Гекгельское на востоке. Эти поперечные поднятия делят синклинорий на четковидные расположенные Калакендскую, Дашкесанскую и Кяпазскую синклинали, выполненные верхнеюрскими отложениями. Если Шамхорчайское поперечное поднятие занимает все сечение синклинория, то Гекгельское, располагаясь вдоль осевой полосы синклинория, делит его на три поперечных прогиба: Зурнабадский на западе, Кяпазский на юге и Бузлухский на востоке. Эти синклинали окаймляют Гекгельское поднятие и, подчиняясь простираению последнего, изменяют направление своего простираения на северо-восточное.

В северо-западной, наиболее узкой части синклинория выявлен ряд структур общекавказского простираения. Северо-восточные крылья их обычно более пологие, чем юго-западные. Складки, образованные среднеюрскими отложениями, по сравнению с верхнеюрскими, в основном являются более сжатыми, и нередко осевые плоскости их опрокинуты:

на юго-запад и нарушены сбросами. Северное крыло синклинория в пределах Кадабекской синклинали прорвано гранитоидным интрузивом.

Дашкесанская синклинали располагается в центральной, наиболее прогнутой части осевой полосы синклинория в междуречье верховьев рр. Шамхорчай и Гянджачай. Эта пологая и широкая структура очерчивается в плане выходами верхнеюрских отложений, которые в крыльях синклинали имеют углы падения порядка 10—12°.

В восточной части синклинали, вдоль ее осевой полосы, верхнеюрские отложения прорваны гранитоидными интрузиями — Дашкесанской на западе и Зурнабадской на востоке, которые расположены несколько кулисообразно. Эти интрузивы, подчиняясь простиранию складчатости, на западе вытянуты в субширотном, а на востоке в северо-восточном направлении, так что их восточные окончания дугообразно изогнуты.

Вдоль осевой полосы синклинали предполагается крупное смещение сбросового характера. Э. Ш. Шихалибейли здесь допускает поперечную флексуру или разлом глубокого заложения. Доказательством служит как общая конфигурация синклинория, так и положение Дашкесан-Зурнабадских интрузивов, а также резкое погружение верхнебайосских и батских отложений восточной периклинали Шамхорского антиклинория на правобережье Кошкарчая и прямолинейный контакт последних с верхнемеловыми отложениями Агджакендского синклинория.

Кяпазская синклинали располагается в крайней восточной части Дашкесанского синклинория и в плане имеет дугообразное очертание, отвечающее как северо-восточному изгибу этой ветви синклинория, так и южному периклиналильному замыканию Гекгельского поднятия. Кяпазская ветвь синклинория отделена от Дашкесан-Зурнабадской ветви его поперечным антиклинальным перегибом батских отложений южнее с. Тулялар на Пантдагском хребте. Кяпазская синклинали выполнена верхнеюрскими отложениями, которые сохранились от размыва лишь вдоль ее осевой полосы, но некогда имели здесь более широкое развитие.

Гекгельский антиклинорий располагается севернее Кяпазской синклинали и сложен верхнебайосскими и батскими вулканогенными породами. Это поднятие, занимая междуречье Кюракчая и Бузлухчая, вытянуто в северо-восточном направлении. Южная и северная периклинали структуры хорошо очерчиваются выходами верхнеюрских отложений (на горе Кяпаз и у с. Бузлух). Параллельно Гекгельскому поднятию в междуречье Гянджачая и Кюракчая протягивается высокоприподнятый и срезанный разрывами Пантдагский плоскодонный синклиналильный прогиб северо-восточного простирания. Вырисовывается он по выходам на крыльях верхнего байоса, а вдоль осевой полосы — отложений бата. Гекгельское антиклинальное поднятие на востоке, в междуречье Бузлухчая и Карачая, сменяется Бузлухским синклиналильным прогибом, выполненным верхнеюрскими отложениями. Аналогичные, но более мелкие поперечные поднятия и прогибы в юрских отложениях соответственно выявляются в долинах рр. Карачая и Инджачая. Восточнее располагается северо-восточное продолжение Мровдагского антиклинория. Эти поперечные структуры осложнены складчатостью и в среднем течении р. Инджачай срезаны региональным взбросом общекавказского простирания, благодаря которому отложения верхней юры приведены в тектонический контакт с верхнемеловыми отложениями.

Агджакендский синклинорий располагается в северной погружающейся части северо-восточной ветви Дашкесанского синклинория, в междуречье Кошкарчая и Инджачая. Синклинорий возник на погружениях субширотно ориентированного Шамхорского антиклинория и по-

перечной ветви Дашкесанского синклинория, сопровождаемых крупными разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний. Так, с юга синклинорий ограничен взбросом или системой сбросовых нарушений, прослеживаемых в междуречье Тертера и Бузлухчая. Западное продолжение этого доверхнемелового взброса в междуречье Бузлухчая и Кошкарчая, видимо, перекрыто верхнемеловыми отложениями. О наличии древнего взброса свидетельствуют мощный раннесенонский вулканизм, цепочка выходов витрокластических туфов и долеритовых базальтов. Возможно, что зона сбросовых нарушений на западе соединяется с Човдарскими и Кабахтапинскими сбросами. С запада синклинорий ограничен поперечным флексурным изгибом слоев или же сбросовым нарушением по р. Гянджачай, благодаря которому восточная периклиналь Шамхорского антиклинория круто погружается, и отложения нижнего сенона резко несогласно залегают на маломощной толще батского возраста.

В пределах Агджакендского синклинория выделяются Гянджачайская, Кюракчайская и Карачайская поперечные структуры.

Гянджачайский поперечный прогиб выполнен вулканогенной толщей нижнего сенона, верхним сеноном, частично палеогеном, верхним плиоценом и антропогеном. В осевой полосе прогиба от размыва сохранились верхнесенонские известняки и частично палеогеновые отложения. Первые слагают меридиональные синклинали гор Эльвор, Китахдага и северное окончание Пантдагской синклинали, вторые же заполняют мульды второстепенных складок.

Кюракчайское поднятие характеризуется сравнительно сокращенными мощностями вулканогенного нижнего сенона, относительно мощным верхним сеноном и сокращенными мощностями палеогена, плиоцена и антропогена. Это единое, вытянутое в северо-восточном направлении структурное поднятие, с востока и запада очерчивается поперечными прогибами. В пределах развития меловых отложений, на фоне погружающегося в северо-восточном направлении поперечного поднятия, выделяется серия широких и пологих складок общекавказского простирания. Севернее, в полосе развития палеогеновых отложений, разворачиваются поперечные брахиантиклинали и синклинали, постепенно погружающиеся под плиоцен-антропогеновые отложения Предмалокавказского краевого прогиба.

Карачайский прогиб, располагаясь в междуречье Карачая и Инджачая, характеризуется сравнительно полным развитием меловых (апт-маастрихт), палеогеновых и плиоцен-антропогеновых отложений. Эти отложения в отличие от смежных структур имеют крутое северо-восточное падение, собраны в мелкие складки общекавказского простирания и срезаны зачастую разрывами как северо-западного, так и северо-восточного простирания.

Мровдагский антиклинорий, располагаясь юго-западнее Дашкесанского и севернее Тоурагачайского синклинориев, разделяет две фациально отличные тектонические зоны. Сопряжение последних осуществляется посредством крупного межзонального Мровдагского надвига, отвечающего шовной линии глубокого заложения. Антиклинорий простирается от верховьев р. Шамхорчай на западе до вершины горы Мровдаг и далее к северо-востоку. Длина антиклинория свыше 90 км при наибольшей ширине (по подошве батского яруса) около 12 км. Северо-западнее Гянджачайского поперечного разлома (или флексуры) происходит сравнительно быстрое погружение антиклинория.

Мровдагский антиклинорий сложен вулканогенными породами байоса и бата. Это — наиболее высокоприподнятая, сложнопостроенная,

асимметричная, опрокинута на юго-запад и срезанная надвигом структура Малого Кавказа.

В Гямышском сечении антиклинорий характеризуется сложным веерообразным строением. Западнее горы Гямыш лужное крыло антиклинория срезано надвигом и опущено под меловые, а на западе и под эоценовые отложения смежного синклинория. К наиболее приподнятой части структуры, совпадающей с Кошкардагским поперечным поднятием, приурочены интрузии кварцевого диорита (вершина горы Кошкардаг) и западнее — несколько мелких тел. Восточнее этого поднятия в разрезе среднеюрских отложений северного крыла антиклинория появляется маломощный горизонт кварцевых плагиопорфиров, который на востоке, у вершины горы Мровдаг, срезан широтным сбросом. Здесь складчатость выражена широкими пологими синклиналями и узкими крутыми антиклиналями. С приближением к осевой полосе антиклинория характер складчатости резко меняется, углы падения крыльев складок возрастают до вертикальных, а сами складки становятся сжатыми и узкими, приближаясь к гребневидным и изоклинальным. Опрокинутое крыло антиклинория вырисовывается южнее и юго-восточнее вершины горы Гямыш в связи с резким изменением простираия надвига на юг-юго-восточное и появлением в разрезе толщи кварцевых плагиопорфиров.

В верховьях левых притоков р. Тоурагачай происходит дугообразный изгиб всей складчатой системы с простираием, изменяющимся от юго-восточного на западе до северо-восточного на востоке. К этому изгибу простираия складчатости приурочена система сбросовых нарушений северо-восточного простираия, благодаря чему отложения бата юго-восточного крыла антиклинория приведены в тектонический контакт с нижним байсом его ядра.

Восточный отрезок антиклинория в междуречье Инджачая и Тоурагачая имеет северо-восточное простираие. Здесь в отложениях бата фиксируется целый ряд складчатых структур и разрывных нарушений, пучком отходящих от вершины горы Мровдаг в северо-восточном направлении. К этим второстепенным структурам и приурочены выходы интрузивных пород кварц-диоритового состава. Северо-восточная периклинали структур хорошо очерчивается выходами верхней юры и мела в нижних течениях рр. Инджачая и Тертера. Вдоль юго-восточного крыла антиклинория располагается асимметричная и разбитая северо-восточными сбросами грабенообразная Эльбекдашская синклинальная складка. Она имеет северо-восточное простираие, выполнена отложениями мальма и альба — сеномана. Эльбекдашская синклиналь располагается в зоне сочленения трех структур: юго-восточного крыла Мровдагского антиклинория на западе, северо-восточной ветви Тоурагачайского синклинория на востоке и северо-западной, осложненной разрывами, периклинали Агдамского антиклинория.

Агдамский антиклинорий относится к юго-восточным структурам Сомхито-Агдамской зоны и является крайней северной, граничащей с Куринским межгорным прогибом, положительной структурой мегантиклинория Малого Кавказа.

Восточнее северо-восточной периклинали Мровдагского антиклинория до левобережья р. Аракс протягивается сложенное юрой Агдамское антиклинальное поднятие, имеющее асимметричное строение. Наибольшей ширины антиклинорий достигает в Кечалдагском и Кавертучайском сечениях, которые являются приподнятыми блоками. Западное периклиналильное замыкание антиклинория, хотя и хорошо очерчено верхнеюрскими отложениями Эльбекдашской синклинали, но осложнено системой разрывов северо-восточного простираия. Западнее р. Тертер

южное крыло антиклинория перекрыто северным по взбросу (ветвь Мровдагского надвига), а в долине р. Тертер осложнено крупным северо-восточным сбросом, по которому западная часть структуры приподнята. В междуречье Тертера и Хачинчай отложения бата собраны в сжатые складки юго-восточного простирания, которые, выполаживаясь, уходят под верхнеюрские и меловые отложения Мардакертского синклинория. Здесь к осевой полосе антиклинория, восточнее с. Мардакерт, приурочена Мехманинская гранитоидная интрузия, которая протягивается до левобережья р. Каркарчай, где местами трансгрессивно перекрываясь маастрихтом уходит под четвертичные отложения. Окончательное погружение этой части антиклинория происходит в левобережье р. Хачинчай, где его периклинальная часть разбита системой северо-западных и поперечных сбросов.

Таким образом, Тертерский и Хачинчайский поперечные сбросы играют существенную роль в структуре Агдамского антиклинория. Они определяют блоковое строение антиклинория, виргацию составляющих его вторичных структур и резкие контакты между стратиграфическими комплексами.

Мардакертский синклинорий располагается вдоль северо-восточного крыла Агдамского антиклинория, восточнее нижнего течения р. Тертер и простирается до р. Агдарачай. Синклинорий выполнен на юге верхней юрой и мелом, а на севере, в пределах Предмалокавказского прогиба, палеогеновыми и неоген-антропогеновыми отложениями. Юрские отложения левобережья и нижнего течения р. Тертер, очерчивая юго-западный отрезок центроклинали Мардакертского синклинория, на правом берегу этой реки погружаются под меловые отложения предгорья. При этом юрские отложения на крыльях окаймляемых ими структур залегают сравнительно круто, чему подчинены и покрывающие их до-сенонские отложения мела; что же касается сенонских отложений, то они, простираясь в общекавказском направлении, участвуют в строении пологих вторичных складок, осложненных широтными сбросами. В заложении Мардакертского прогиба существенную роль играют поперечные разрывы, протягивающиеся вдоль правобережья р. Тертер.

Севано-Карабахская зона. Южнее и юго-западнее Сомхито-Агдамской зоны выделяется Севано-Карабахская зона, которая принадлежит к внутренним структурам Малокавказского нагорья.

В современном рельефе Малого Кавказа зона занимает юго-западные склоны Мровдагского хребта, значительную часть нагорного Карабаха, а также Шахдагский хребет, простираясь от р. Аракс на юго-востоке, через бассейны Акры и Тертера до оз. Севан и далее на северо-запад. В пределах Азербайджана ширина зоны колеблется от 20 до 50 км при длине 140—160 км.

Северо-восточную границу Севано-Карабахской зоны составляет крупный и протяженный Мровдагский надвиг, который на востоке приобретает характер сброса и прослеживается вдоль юго-западного крыла Агдамского антиклинория почти до р. Аракс. Этой системой разломных структур глубокого заложения разделяются различные фациально-тектонические зоны: Сомхито-Агдамская на северо-востоке и Севано-Карабахская на юго-западе. Эти разломы и юго-западнее расположенные ветви их (Карабахская, Лачинская и др.) являются проводниками внедрения гипербазитовых интрузий. Вдоль Мровдагского надвига и его восточной ветви крупные раннеальпийские антиклинории Сомхито-Агдамской зоны (Мровдагский и Агдамский) надвинуты на средне- и позднеальпийские синклинории Севано-Карабахской зоны (Тоурагачайский и Мартунинский).

Юго-западная граница Севано-Карабахской зоны проходит вдоль юго-западного крыла Сарыбабинского синклинория, т. е. вдоль Лачинского разлома глубокого заложения. Последний отделяет зону от Мисхано-Кафанской и протягивается от района с. Джебраил на р. Аракс, вдоль северного крыла Лачинского антиклинория в северо-западном направлении, через сс. Башлыбель, Басаркечар и далее, где, вероятно, соединяется с Анкаванским разломом, проходящим севернее Арзаканского массива.

В строении зоны принимает участие базальтово-липаритовая формация средней юры, обнажающаяся вдоль осевых полос положительных структур и достигающая значительной мощности. Эта формация первичных геосинклиналей состоит из кварц-порфировой и осадочно-пирокластической субформаций. Верхнеюрская рифогенно-пирокластическая формация состоит из субформаций: туфогенно-рифовой и пирокластической, которые четко фиксируют этапы воздымания и погружения частных структур. Зона, начиная с конца ранней стадии и позже, вовлекается в контрастные дифференциальные движения, благодаря которым положительные структуры испытывают длительное поднятие и размыв, а отрицательные — прогибание и осадконакопление, в связи с чем формации первой половины средней стадии (неокома — апта) в положительных структурах не накапливались, а в отрицательных — ныне погребены под верхним мелом. Вторая половина средней стадии отличается накоплением в прогибах очень мощной (2500—3500 м) карбонатно-вулканогенной формации альба — верхнего сенона. Она состоит из аргиллито-сланцевой, кремнисто-диабазовой и кремнисто-известняковой субформаций, из которых кремнисто-диабазовая субформация в развитии прогибов имеет наиболее существенное значение.

В позднюю стадию развития западного отрезка эвгеосинклинали, после продолжительного подъема и складчатости, в прогибающихся депрессиях — синклинориях и на погружениях раннеальпийских поднятий в эоцене формируются субмаринная вулканогенная формация с туфогенно-флишовой и пирокластическо-лавовой субформациями и туфогенно-терригенная формация в удалении от центров вулканической деятельности.

Интенсивная складчатость ранне- и позднеорогенных стадий положила конец существованию морских условий, в связи с чем на фоне складчато-глыбового поднятия зоны происходит формирование на западе ее наземно-вулканогенной, а на востоке субаэральной формаций. Отличительной особенностью Севано-Карабахской зоны является наличие сенонской офиолитовой формации и эоценовых средних и кислых интрузивных тел, закономерно распределенных в пределах частных структур.

Общее простирание зоны всецело подчинено ориентировке составляющих Сомхито-Агдамскую зону антиклинориев (Мровдагского и Агдамского); на западе оно субширотное, а на востоке — северо-западное. Зона рассекается несколькими поперечными (северо-восточными) флексурами, сбросами и взбросами и ими обусловленными поперечными поднятиями и прогибами, которые прослеживаются и в смежных зонах.

Зона состоит из ряда антиклинориев и синклинориев второго и более низших порядков, которые срезаны крутопадающими надвигами субширотного и северо-западного простирания. Все структуры до осевой полосы зоны обладают южным склонением. Южнее и юго-западнее вдоль юго-западного борта зоны появляются признаки обратного склонения. В поперечном сечении зоны с севера на юг выделяются следующие главнейшие тектонические структуры, осложненные в свою очередь рядом крупных антиклинальных и синклинальных полос: Тоурагачай-

ский, Мартунинский, Сарыбабинский синклинии, Карабахский и Замзурский антиклинории и Гадрутская синклиналичная полоса.

На юго-востоке, на погружении Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской зон, выделяется Нижне-Араксинская наложенная депрессия.

Тоурагачайский синклиний располагается к юго-западу от Мровдагского антиклинория и отделяется от него надвигом того же наименования. С юго-запада он ограничен Карабахским антиклинорием и простирается от верховьев р. Шамхорчай на западе до р. Тертер на востоке. Синклиний выполнен отложениями юры, неокома, верхнего мела, палеогена и антропогена. Являясь поднадвиговой структурой, синклиний несет черты воздействия надвинутых масс и потому имеет асимметричное строение с крутыми, сложенными в изоклинальные, сжатые и опрокинутые складки, северными и сравнительно спокойными южными крыльями.

В пределах синклиния получили развитие многочисленные ультраосновные, основные и реже кислые интрузии. Внутреннее строение его осложнено как продольными разрывными нарушениями (ветви Мровдагского надвига), так и поперечными (северо-восточными) флексурами и сбросовыми нарушениями (Ханлар-Хачбулагское, Кечалдагское и Тертерское).

Наиболее интенсивная и напряженная тектоника наблюдается в центральном Бенавшалинском пересечении, в междуречье Гянджачая и Мейданчая. Этот отрезок синклиния соответствует полосе поперечного поднятия, заключенного между Хачбулаг-Ханларской и Кечалдагской флексурами или скрытыми разломами глубокого заложения.

Здесь выделяются поднадвиговая Агдагская синклиналь и Бенавшлинская опрокинутая антиклиналь. В последней отложения титона — валанжина, слагающая ядро сжатой, высокоприподнятой, выжатой и опрокинутой на юг изоклиналичной антиклинальной складки, надвинуты на отложения нижнего сенона южного крыла очередной синклинали, северное крыло которой опущено под надвинутую серию (титон — валанжин) отложений. Таким образом, в Бенавшалинском отрезке Тоурагачайского синклиния впервые на Малом Кавказе в крупном масштабе (протяженностью 20 км) устанавливается чешуйчато-надвиговая структура с опрокидыванием складок на юг. Эта изоклиналичная, опрокинутая и надвинутая на юг антиклинальная складка является приразломной; она хорошо трассируется выходами диоритовых интрузий. Западный отрезок синклиния, расположенный западнее поперечной Хачбулагской флексуры в верховьях р. Шамхорчай, характеризуется развитием эоценовых отложений, сложенных в ряд складок, интродуцированных основными и средними интрузиями. Восточный отрезок синклиния, расположенный восточнее Кечалдагской флексуры, отличается сравнительно спокойной тектоникой. Восточнее верховьев р. Мейданчай, в поднадвиговой полосе прослеживается Кызылархачская синклиналь, сложенная верхнеюрскими отложениями.

Титон-валанжинские отложения Бенавшлинской опрокинутой складки, на правом берегу р. Мейданчай, по Кечалдагской флексуре, приведены в один уровень с нижнесенонскими образованиями, которые до р. Тертер слагают осевую полосу пологой синклиналичной складки, а южнее прослеживаются юрские отложения Карабахского антиклинория. Восточнее отложения бата правобережья р. Тертер взброшены вдоль Тертерского поперечного разрыва и приведены в тектонический контакт с оксфордом левобережья. Поэтому меловые отложения синклиния на левом берегу р. Тертер рисуют его центральноклинальное замыкание.

Мартунинский синклинорий располагается восточнее р. Тертер, на продолжении Тоурагачайского синклинория и протягивается до р. Аракс на юго-востоке. Синклинорий расположен юго-западнее Сомхито-Агдамской зоны и с юга ограничен Карабахским антиклинорием, но отличается от него отсутствием гипербазитовых интрузий и ослабленной тектоникой. Синклинорий выполнен верхнеюрскими отложениями, которые представлены карбонатными, пирокластическими, терригенными, подводнобазальтовыми, известняковыми подформациями. Шарнир синклинория на фоне общего погружения его на юго-восток неоднократно ундулирует, что обусловлено наличием поперечных поднятий и прогибов, характерных для всех складчатых структур этой части Малого Кавказа, хорошо выявляемых в средне- и верхнеюрских структурных подъэтажах. Эти поперечные структуры отчетливо вырисовываются в междуречье Хачинчая и Тертера, где вдоль них синклинорий рассечен сбросами северо-восточного простирания на отдельные блоки, осложненные складчатостью общекавказского простирания. На юго-востоке эти сбросовые нарушения замаскированы меловыми отложениями большой мощности и поэтому о существовании их можно судить лишь на основании расположения центров вулканизма в кимеридже, альбе и сантоне.

Междуречье Тертера и Хачинчая благодаря сбросам (Тертерский и Хачинчайский) северо-восточного простирания значительно приподнято. Здесь на плато Охи-Ахпюр вырисовывается пологая Довшанлинская мульда, выполненная отложениями верхней юры и сеномана. Восточнее, в междуречье Хачинчая и Каркарчая, шарнир синклинория резко погружается, о чем свидетельствует появление на востоке более молодых отложений. В этом сечении синклинорий можно квалифицировать как поперечный прогиб, выполненный отложениями верхней юры и мела, сложенными в складчатые структуры общекавказского простирания.

Восточнее, в верховьях рр. Кенделанчай и Хонашенчай, снова происходит воздымание шарнира Мартунинского синклинория. Здесь, в поперечном сечении с юга на север выделяются Шушикендская и собственно Мартунинская синклинальные полосы, разделенные Багурхан-Мачкалашенской полосой. Восточнее данного поперечного поднятия (Каракенд-Кирского) северо-западное простирание структур замещается субширотным. К этому изгибу простираний структур приурочены многочисленные разрывы, выходы основных интрузий и центры излияния сантонского вулканизма.

В пределах синклинория наблюдается резкое различие в планах складчатости верхнеюрского и мелового структурных этажей. Шушикендская синклинальная полоса выполнена отложениями верхней юры и альба, которые образуют три группы складок, кулисообразно замещающих друг друга в северо-западном направлении.

Багурхан-Мачкалашенская антиклинальная полоса сложена средне- и верхнеюрскими отложениями и состоит из двух кулисообразно замещающих друг друга антиклиналей: Багурханской и Гергер-Мачкалашенской. По мере воздымания шарнира Мачкалашенской антиклинали в восточном направлении постепенно происходит изменение простирания ее с северо-западного на субширотное, а вдали от гор — даже на северо-восточное.

Собственно Мартунинская синклинальная полоса на севере ограничена северной ветвью складок Агдамского антиклинория. Она выполнена отложениями неокома (?), альба и верхнего мела; простирание на западе — северо-западное, а на востоке — субширотное с тенденцией перехода к юго-восточному. В пределах данной синклинальной полосы выделяются обширные, выполненные нижним и верхним сеноном синклинали, разделенные узкими сжатыми, разбитыми сбросами антикли-

налями, сложенными альбом и сеноманом. В структуре синклинальной полосы особое значение имеют дугообразно-изгибающиеся системы ветвящихся сбросов.

Некоторые ветви Агдамского антиклинория и Мачкалашенской антиклинали на юго-востоке, участвуя в центроклинальном замыкании собственно Мартунинской синклинали, испытывают воздымание шарниров и принимают меридиональную ориентировку. Все это и появление у погружения складчатой системы из-под верхнеюрско-меловых образований среднеюрских с кислыми интрузивами свидетельствует о наличии вдоль левого бережья р. Аракс поперечного поднятия.

Карабахский антиклинорий представляет собой крупную положительную структуру Севано-Карабахской зоны. К северо-востоку от него располагается полоса прогибов, представленная на западе Тоурагачайским, а на востоке Мартунинским синклинориями, от которых он отделен зоной сбросовых нарушений. На юго-западе он граничит с Сарыбабинским синклинорием. Граница эта проходит по глубинному разлому, выраженному на поверхности надвигом (Карабахский взбросо-надвиг), вдоль которого слагающие Карабахский антиклинорий отложения бата надвинуты на верхнемеловые и эоценовые отложения Сарыбабинского синклинория.

Антиклинорий протягивается от нижнего течения р. Левчай до меридиана с. Гадрута на расстоянии более 100 км. Сложен он верхним байосом, батом, верхней юрой и частично валанжином. Его субширотное простирание восточнее р. Тертер сменяется юго-восточным. Толща кварцевых плагиопорфиров, выступающая на левобережье р. Тертер широкой полосой, после смещения Тертерским сбросом обнажается отдельными выходами восточнее, намечая осевую полосу антиклинория. Юго-восточнее Кыргызского хребта происходит общее погружение антиклинория. Отложения здесь собраны в крупную опрокинутую изоклинальную складку, которая, воздымаясь, разбивается на ряд широких и пологих структур. Так, в левобережье р. Хачинчая, южнее осевой полосы антиклинория, простирается обширная и пологая Ходжаюртская синклинальная складка, сложенная отложениями бата. Она отделяется от южнее расположенной Шиштапинской синклинали пологой антиклиналью, которая постепенно суживается в восточном направлении. В среднем течении р. Куручай, в окрестностях сс. Физули и Гадрут, антиклинорий периклинально замыкается верхнеюрскими и меловыми отложениями.

Характерно, что простирание осевых линий структур, составляющих Карабахский антиклинорий, не совпадает как с простиранием взбросо-надвиговой зоны, так и с орографическим простиранием хребта, но параллельно сбросовым нарушениям, отходящим от зоны взбросо-надвига. Северо-западная периклиналь антиклинория срезана в нижнем течении р. Левчай и значительно опущена Зод-Мровдагской (Кечалдагской) флексурой северо-восточного простирания. Западное продолжение антиклинория прослеживается по выходам меловых отложений и цепочному расположению верхнеюрских экзотических утесов от вершины горы Гиналдаг на расстояние 20—25 км. Вероятно, эти крупные и удлиненные гряды известняков являются не только продуктом размыва древних поднятий, но и останцами верхнемеловых кордильер.

Центральная и южная части антиклинория в Нагорном Карабахе осложняются серией древних поперечных (северо-восточных) разрывных структур. В продольном сечении Карабахского антиклинория четко выявляются Далидаг-Мехманинское поперечное поднятие и Каркарчайский поперечный прогиб. Что же касается Кошкардагского и Каракенд-Базарчайского поперечных поднятий, а также Мартуни-Кубатлинского

и Физули-Роздаринского поперечных прогибов, то они в пределах антиклинория проявляются в слабой форме.

Сарыбабинский синклинорий является южной пограничной структурой Севано-Карабахской зоны и соответствует наиболее прогнутой и сложно построенной ее полосе. Синклинорий, располагаясь юго-западнее Карабахского антиклинория и отделяясь от него надвигом, протягивается от Шахдагского хребта на северо-западе до Гадрутского района на левобережье р. Аракс на юго-востоке, имея протяженность около 150—160 км при максимальной ширине в центральной части 25—30 км; юго-восточнее происходит резкое воздымание шарнира и сужение границ синклинория до 10—12 км. Северо-западнее р. Тутхун происходит погружение синклинория и в связи с этим юго-западная часть его перекрыта палеоген-неогеновыми образованиями наложенной Кельбаджарской мульды. Северо-западнее долины р. Тертер, на Шахдагском хребте палеогеновые отложения имеют доминирующее значение в его строении. В связи с частыми ундуляциями шарнира на отрезке Тутхун—Аракс синклинорий в плане имеет четковидные очертания, что, по-видимому, является следствием наличия поперечных поднятий и прогибов.

Простираение синклинория на западе субширотное, на востоке юго-восточное. Преобладающим же простираением составляющих структур является запад-северо-западное с незначительным отклонением в южной части синклинория к юго-восточному, так что южнее долины р. Тертер частные структуры синклинория резко наискось срезаются Карабахским надвигом.

Синклинорий выполнен осадочно-пирокластической субформацией средней юры и известняково-пирокластической формацией верхней, а также аргиллито-сланцевой, кремнисто-диабазовой и кремнисто-мергельной субформациями мела. В глубокопрогнутых отрицательных структурах западной части синклинория и в юго-западном крыле широко распространена подводная андезито-пирокластическая формация эоцена.

Отличительной особенностью синклинория является наличие в его составе характерной гипербазитовой формации и более молодых гранитоидных интрузий. Гипербазитовые интрузии приурочены в основном к антиклинальным структурам или к их полосам и зонам смятия пород, пересекая иногда и докампанские синклинали. Сравнительно крупные гранитоидные интрузии приурочены к синклинальным структурам, выполненным верхнесенонскими и эоценовыми отложениями, а более мелкие тела этого рода, за редким исключением, всегда приурочены к синклинальным складкам в пределах более крупных антиклинальных и синклинальных полос.

Составляющие синклинорий структурные единицы не могут быть выделены во всех сечениях, ибо они часто оказываются замененными другими, сдвинутыми, опущенными или же приподнятыми структурами. Эти особенности строения синклинория связаны с наличием поперечных сбросо-сдвигов или же флексур (Кечалдаг-Зодской, Тертерской, Хачинчайской и др.), а также с резким изгибом простираения синклинория на востоке в юго-восточном направлении.

На западе, в бассейне р. Тертер, в поперечном сечении синклинория выделяются следующие структурные полосы.

Шахдагская (Чичаклинская) синклинальная полоса, располагаясь на северном крыле синклинория, протягивается вдоль юго-западного срезанного надвигом крыла Карабахского антиклинория от правобережья р. Тертер, в западном направлении к Шахдагскому хребту и западнее, т. е. принадлежит к поднадвиговым структурам. Выполнена

она мощными (1200 м) кремнисто-мергельной и туфогенно-флишвидной субформациями сенона и эоцена. Наибольшее значение и мощности (около 2500 м) последние имеют на западе, в пределах Шахдагского хребта. Эта сложно построенная синклиналиальная структура, имея запад-северо-западное простирание, погружается в западном направлении и срезана многочисленными разрывными нарушениями. Восточнее, на правом берегу р. Тертер, у отрога Сиясского хребта, восточная центроклинали этой синклинали срезана Тертерским сбросом. Выполняющие ее формации интродуцированы нижнесенонскими гипербазитовыми интрузиями, верхнеэоценовыми экструзиями и лакколитами диоритовых порфиритов, послезоценовыми габброидами, а также и экструзиями и силлами дацитов и липарито-дацитов миоплиоценового возраста.

Гейдаринская антиклиналиальная полоса принадлежит к центральным структурным единицам западной части Сарыбабинского синклинория. На правобережье р. Тутхун Гейдаринская антиклинали ограничена Тертерской флексурой и, имея запад-северо-западное простирание, протягивается к бассейну оз. Севан, где погружается под более молодые образования. В бассейне р. Тертер антиклинали протягивается на 40 км и имеет наибольшую (около 8 км) ширину по р. Тутхун. В стробении ее принимают участие аргиллито-сланцевая и кремнисто-диабазовая субформации альбасеномана и нижнего сенона.

Составляющие данную структуру антиклинали узкие, гребневидные в ее осевой зоне и асимметричные на крыльях. Синклинали широкие, плоскодонные, с крутыми крыльями.

Вдоль осей антиклиналиальных складок внедрены гипербазитовые интрузии, местами прорванные позднеэоценовыми основными и кислыми интрузиями.

По ориентировке выделяются две группы вторичных антиклиналией: субширотные на западе и субмеридиональные восточнее вершины горы Агабаба. Излом в простираниях происходит в долине р. Тутхун, где прослеживается тертерский флексурный изгиб, существование которого доказывается наличием интрузивных тел кварц-диоритового и габброидного состава, расположенных вдоль линий с. Отахлар — с. Абдулла Ушаги.

Калабойнинская синклиналиальная полоса протягивается от верховьев левых притоков р. Тутхун (р. Мозчай) в восточном направлении к Мыхтеканскому хребту и далее. Сложена она отложениями альба, верхнего мела и эоцена. Последние в западной части синклиналиальной полосы вместе с более молодыми образованиями, вплоть до нижнего плиоцена, выполняют Кельбаджарскую наложенную мульду. Комплекс доверхнесенонских образований прорван гипербазитовыми, а вышележащие отложения, включая и эоценовые, — кварц-диоритовыми и сиенит-диоритовыми интрузиями. При этом как кислые, так и основные интрузии приурочены к западному склону Мыхтеканского хребта, где сохранились реликты плиоценовых, а несколько восточнее и четвертичных вулканов.

В строении Калабойнинской синклиналиальной полосы выделяется несколько сжатых и разорванных сбросами антиклиналиальных складок и сравнительно просто построенных пологих синклиналией. К осевым полосам или крыльям первых приурочены пояса гипербазитовых интрузий, а к осевым зонам синклиналией — крупные и удлиненные интрузии кварцевого диорита и сиенит-диорита. Разрывная тектоника описываемой синклиналиальной полосы представлена сбросами, которые, простираясь в виде сжатого пучка вдоль осевых линий почти всех положительных структур, на востоке секут все складки синклинория.

Восточнее, в верховьях р. Акеры, Калабойнинская синклинальная полоса теряет свою самостоятельность и на ее продолжении выделяются: Мамаличайская антиклиналь и Корджабулагская синклиналь, а севернее — сжатый пучок меридионально ориентированных складок и Даликдашская синклинальная складка, выполненная верхним сеноном и эоценом, прорванная интрузией кварцевого диорита и на севере срезанная Карабахским надвигом.

На отрезке гора Сарыбаба — гора Большой Кирс Сарыбабинский синклиниорий значительно суживается и его здесь можно квалифицировать как узкую зону смятия пород. Юго-восточнее горы Большой Кирс он вновь расширяется, образуя Алджанлинскую мульду, которая несколько далее центроклинально замыкается по оксфордским известнякам. Здесь благодаря очередному поперечному поднятию шарниров структур, среднеюрские отложения Карабахского и Замзурского антиклинориев смыкаются.

Юго-восточнее с. Мухранес у погружения Карабахского антиклинория Сарыбабинский синклиниорий кулисообразно замещается *Гадрутской синклинальной полосой*. Последняя образует широкий, раскрывающийся к юго-востоку прогиб, выполненный отложениями альба, сеномана, нижнего и частично верхнего сенона. Наибольшей ширины она достигает восточнее юго-восточной периклинали Карабахского антиклинория, в междуречье Козлучая и Куручая. Простираемые составляющие ее структур на востоке не совпадают с общим широтным простираем самой синклинальной полосы. Так, на северном крыле структуры имеют северо-восточное, а на южном — юго-восточное простираение, что связано с положением окружающих крупных положительных структур, в периклинальном замыкании которых участвуют меловые отложения Гадрутской синклинальной полосы. Восточнее последняя уходит под наложенный Нижнеараксинский синклиниорий, что доказывается наличием полосы отрицательных аномалий силы тяжести между Физули и Горадизом. Бурением здесь среди меловых отложений выявлена крупная синклинальная складка широтного простираения, выполненная майкопской свитой и плиоценом.

Замзурский антиклинорий зарождается у погружения Карабахского антиклинория, по отношению к которому он расположен несколько кулисообразно. С юго-запада антиклинорий ограничен Лачин-Башлыбельским разломом.

Антиклинорий сложен юрскими отложениями, которые на западе, при погружении, уходят под меловые отложения Сарыбабинского синклинория, составляя нижний структурный этаж последнего. Хотя на востоке юрские отложения антиклинория перекрываются молодыми образованиями Нижнеараксинского прогиба, эта структура, вероятно, продолжается до правобережья р. Аракс и замыкается в пределах Ирана. Воздымание юрских отложений и их антиклинорное строение связано с наличием здесь поперечного поднятия. Антиклинорий резко асимметричный, северо-восточное крыло его сравнительно пологое, а юго-западное крутое или даже запрокинутое. Он осложнен складчатыми структурами, которые по мере воздымания его на востоке кулисообразно замещаются новыми. Для данной структуры характерно широкое развитие разрывных нарушений:

Мисхано-Кафанская зона. Зона занимает высокоприподнятую область центральной Армении с ее многочисленными вулканами плиоцена и антропогена. Зона, располагаясь юго-западнее Севано-Карабахской, отделяется от нее Лачин-Башлыбельским разломом — восточной ветвью Анкаванского разлома Армении. От верховьев р. Тертер она протяги-

вается широкой полосой в восточном направлении, занимая все пространство между Карабахским и Зангезурским хребтами.

В строении зоны принимают участие спилито-кератофировая и рифогенно-пирокластическая формации средней и верхней юры, карбонатно-пирокластическая и карбонатно-вулканогенная формации нижнего и верхнего мела, подводно-пирокластическая (андезитового состава), туфогенно-терригенная и терригенная формации палеогена, наземновулканогенная и континентально-субаэральная формация неогена и антропогена.

В пределах зоны выделяются: Лачинский антиклинорий, Старотатская антиклинальная и Хузабиртская синклиналильные полосы, Гочасский синклиний, Кельбаджарская наложенная мульда и Кафанский антиклинорий.

Лачинский антиклинорий располагается юго-западнее Сарыбабинского синклинория и протягивается от правобережья р. Аракс до с. Башлыбель на северо-западе, судя по выходам юрских отложений на 65 км, а по меловым — на 100 км при ширине от 2—3 до 7—8 км. Вдоль северо-восточного крыла антиклинория проходит Лачин-Башлыбельский разлом глубокого заложения, являющийся не только шовной структурой разграничения фациально тектонических зон, но и границей распространения гипербазитовых интрузий, выводным каналом верхнемелового и палеогенового вулканизма. Амплитуда разлома определяется в 0,5—2,0—2,5 км. Вдоль юго-западного крыла Лачинского антиклинория проходит сброс, который в долине р. Шальва разветвляется на две ветви.

Осевая полоса Лачинского антиклинория интродуцирована Шальва-Лачинской гранодиоритовой и кварц-диоритовой интрузией, протягивающейся в северо-западном направлении от района г. Лачин до с. Шальва на расстоянии 40 км. Западнее в отложениях мела и палеогена имеются многочисленные сателлиты этой интрузии. Юго-восточнее г. Лачин, вдоль Лачин-Башлыбельского разлома фиксируются довольно многочисленные выходы субвулканических интрузий, представленные роговообманковыми дацитами, андезит-дацитами и андезитами.

Антиклинорий на юго-востоке сложен в основном осадочно-пирокластической субформацией бата и рифогенно-пирокластической формацией верхней юры, которые западнее с. Шальва погружаются под карбонатно-терригенную формацию мела, подводную андезит-пирокластическую и наземно-вулканогенную формации эоцена и плиоцен-антропогена. Осевая полоса антиклинория трассируется по выходам бата на востоке и альба на западе.

По обе стороны от Лачинского пересечения, соответствующего Каракенд-Базарчайскому поперечному поднятию, происходит погружение антиклинория, а восточнее меридиана горы Большой Кирс — виргация структуры. Чешуйчатое строение ее хорошо видно в юго-восточном периклинальном замыкании антиклинория, в отложениях нижнего малампа по р. Суарасы и восточнее. Восточное погружение антиклинория соответствует Мартуни-Кубатлинскому поперечному прогибу. Резкое погружение шарнира антиклинория на северо-западе (слияние рр. Пчанис и Шальва), по-видимому, связано с наличием поперечного Каркарчай-Ишихлинского прогиба. В области развития юрских отложений, в приосевой полосе антиклинория, развиты косоориентированные к оси его складчатые структуры. Характерно, что планы складчатости средней и верхней юры не совпадают.

На северо-западном продолжении антиклинория в меловых и эоцен-плиоценовых отложениях фиксируются симметрично построенные складчатые структуры, осложненные сбросами, а вдоль осевых полос про-

рванные мелкими телами гранитоидного состава. У Мыхтеканского хребта шарниры этих структур воздымаются, мощности меловых отложений убывают, и последние резко несогласно покрываются более молодыми образованиями, участвующими в строении Мыхтеканской синклинали северо-восточного простираия. Западнее, в верховьях р. Тутхун, при сохранении характера складчатости, происходит общее погружение антиклинария под поперечно ориентированную Сарыбулагскую синклинали.

Старотагская антиклинальная и Хузабирская синклиналильные полосы. Юго-западнее зоны смыкания Лачинского и Замзурского антиклинориев располагается Старотагская антиклинальная полоса. Она отделяется от восточного окончания первого и западного окончания второго узкой Хузабирской синклиналильной полосой, выполненной верхнеюрскими и меловыми отложениями. В пределах синклиналильной полосы выделяется ряд кулисообразных структур.

В строении Старотагской антиклинальной полосы принимают участие отложения средней и верхней юры. Эти отложения осложнены, кроме складчатых структур, многочисленными разрывными нарушениями, придающими антиклинали чешуйчатое строение. Вдоль нарушений (амплитуда смещения 1000—1500 м) выступают тела габброидного и диоритового составов.

Гочасский синклиорий, являясь наиболее крупным структурным элементом зоны, на юго-западе занимает Алагелларское, Карабахское и Герусинское плато и протягивается от берегов р. Аракс на юго-востоке до Восточно-Гокчинского хребта. Этот обширный плоскодонный асимметричный синклиналиный прогиб в различных сечениях выполнен осадками разного возраста и различных фаций. Юго-Западное крыло синклинория пологое, разбито сбросами, а северо-восточное — крутое, построено сложно и разбито сбросами и надвигами.

Юго-западное крыло синклинория замаскировано плиоцен-антропогеновыми лавами, пирокластами и субаэральными образованиями. Крутое моноклинальное погружение меловых и более молодых образований северо-восточного крыла Кафанского антиклинария под четвертичные отложения осевой полосы синклинория и линейное расположение центров излияния плиоцен-антропогеновых вулканов на юго-востоке указывают на наличие вдоль юго-западного крыла синклинория (в между-речье Акеры и Баргушатчая) ныне замаскированного новейшими образованиями крупного разлома (Исихлинского) или флексурного изгиба слоев — ветви Анкаванского разлома бассейна оз. Севан. В строении синклинория принимают участие: 1) карбонатно-пирокластическая формация мела с карбонатно-терригенной, осадочно-пирокластической и карбонатной субформациями альб-сеномана, нижнего и верхнего сенона; 2) туфогенно-терригенная формация с морской терригенной и туфогенно-флишоидной субформациями олигоцена — нижнего миоцена и среднего эоцена; 3—4) наземно-вулканогенная и континентально-субаэральная формации с липарит-дацитовый, андезитово-базальтовой, пирокластической и глинисто-галечниковой субформациями плиоцен-антропогена.

Внутреннее строение синклинория осложнено складчатыми и разрывными нарушениями, хорошо наблюдаемыми вдоль северо-восточного приподнятого крыла его, расположенного в левобережье р. Акера. Строение юго-западного крыла синклинория замаскировано плиоцен-антропогеновыми образованиями. В зоне погружения синклинория, на юго-востоке, вдоль северо-восточного крыла синклинория развиты линейно-вытянутые складки и подчиненные им разрывные нарушения северо-западного простираия; на северо-западе, в зоне воздымания шар-

нира синклинория, развиты обширные плоские синклинали, разделенные узкими асимметричными антиклиналями, которые разбиты сбросовыми нарушениями различного направления.

Юго-западное продолжение Каркарчайского поперечного прогиба намечается значительным развитием верхнесенонской карбонатной субформации западнее северо-западной периклинали Лачинского антиклинория, а также наличием в этих отложениях мощной пластовой интрузии габбро.

Мартуни-Кубатлинский прогиб в пределах синклинория выявляется сравнительно широким развитием верхнего сенона западнее горы Дагтумас, в левобережье р. Акеры и в районе Кубатлов, а также эоцена и майкопа в последнем.

Юго-восточнее г. Лачин, в поперечном сечении Гочасского синклинория, выделяются (при ширине свыше 30 км) Башаратская на севере и Кубатлинская на юге синклиналильные полосы, разобщенные Акерачайской антиклинальной складкой. Северо-западнее г. Лачин наблюдаются воздымания и погружения шарнира синклинория и связанные с ними сужения и разветвления составляющих складчатых структур, сопровождаемые многочисленными нарушениями. В связи с этим надо полагать, что воздымание шарнира структуры на склонах Мыхтеканского хребта сопровождается расколами поперек ее оси, ступенчато приподнятыми этот участок. Здесь северо-восточное крыло синклинория уходит под палеогеновые образования поперечной синклинали Мыхтеканского хребта. Осевая полоса синклинория интродуцирована полифазной Далидагской граносиенитовой интрузией, а южнее распространены плиоцен-антропогеновые лавовые излияния. Интрузия в основном приурочена к осевой полосе вышеотмеченной Акерачайской антиклинали, которая, по-видимому, прослеживается вдоль линии горы Катырдаш — с. Багирсах и по р. Карахач на Восточно-Севанском хребте.

Кельбаджарская наложенная мульда (синклинорий) занимает в верховьях рр. Акеры и Тертера все поперечное сечение Гочасского синклинория, переходя на погребенное продолжение Лачинского антиклинория и часть юго-западного крыла Сарыбабинского синклинория. Она возникла в результате послемеловых интенсивных дифференцированных движений вдоль Кечалдагского, Тертерского и Хачинчайского поперечных сбросов (или флексур) и магматизма как вдоль последних, так и вдоль вновь оживших разломов глубокого заложения общекавказского направления (Лачин-Башлыбельский). Структура выполнена подводной средне- и верхнеэоценовой и наземной плиоцен-антропогеновой вулканоогенными формациями. Первая состоит из субформаций туфогенного флиша и пирокластическо-лавовой, вторая — из липарит-дацитовой и андезито-базальтовой.

Ввиду того, что данная структура ступенчато опущена в северо-западном направлении, ее наиболее приподнятая часть расположена восточнее верховьев р. Тертер, где хорошо видно двухъярусное строение мульды. Здесь поперек меловых структур, простирающихся в северо-восточном направлении, располагаются плоскодонные синклинали северо-восточного простиранья, выполненные эоцен-плиоценовыми образованиями.

В пределах Кельбаджарской наложенной мульды выделяются: Мыхтеканская, Човдарская, Сарыбулагдагская, Тертерская и Кетидагская соответственно поперечные синклинали и антиклинали, разбитые, в свою очередь, северо-восточными взбросами, ступенчато опущившими каждую западнее расположенную структуру по отношению к восточной. Из этих структур наиболее крупной, разбитой системой сбросов и пронизанной субвулканическими телами андезитов, андезито-дацитов, да-

цитов и трахилипаритов (корни излияний верхнемиоцен-нижнеплиоценовых вулканов) является грабенообразно опустившаяся Тертерская антиклинальная полоса. Кроме этих структур, по окраине описываемой мульды, в восточных отрогах Мыхтеканского и Сарыбулагдагского хребтов, соответственно выделяются унаследованные палеогеновые синклинали — Чалбаирская и Узуняльская общекавказского простирания.

Кафанский антиклинорий — крайний юго-восточный элемент Мисхано-Кафанской зоны, значительная и наиболее приподнятая часть его располагается в Армении. В пределах же Азербайджана располагается обширное и пологое северо-восточное крыло антиклинория.

Кафанский антиклинорий, ограниченный с юго-запада Гиратахским глубинным разломом, быстро погружается как к север-северо-западу, в сторону Учтапаларского лавового плато, так и к северо-востоку под новейшие образования междуречья Базарчая и Акерачая. На юго-востоке антиклинорий переходит в Иранский Карадаг. Юго-западное крыло этого асимметричного широкого (30—35 км), но короткого (70 км) антиклинория (брахиантиклинория) узкое, крутое и осложнено складчатостью и сбросами, а северо-восточное — пологое и широкое. Он сложен базальтово-липаритовой, пирокластическо-рифовой и карбонатно-терригенной формациями соответственно нижнего и верхнего байоса, верхнего оксфорда — готерива и баррема — нижнего альба, а также маломощными терригенными и пирокластическими субформациями верхнего оксфорда — готерива и баррема — нижнего альба, а также маломощными терригенными и пирокластическими субформациями верхнего мела. Формации интродуцированы верхнеюрскими гранодиоритами, кварцевыми диоритами и палеогеновыми гранодиоритами и габбро.

Осевая полоса антиклинория в левобережье р. Аракс резко меняет свое простирание с северо-западного на северо-восточное, в соответствии с чем изменяют свою ориентировку и второстепенные структуры северо-восточного крыла.

Нижне-Араксинский поперечный прогиб протягивается от Мегринского ущелья вдоль нижнего течения р. Аракс в северо-восточном направлении до слияния с Предмалокавказским краевым прогибом. Эта в значительной своей части наложенная депрессия на юго-востоке отделяет складчатые структуры восточных зон Малого Кавказа от Талышской складчатой системы. Все мезозойские структуры после очередного поперечного поднятия Физули-Роздаринского плавно погружаются под верхнеплиоцен-антропогеновые отложения левобережья р. Аракс. Изменение простираний, отмеченное для северных структур Кафанского антиклинория, присуще и южнее расположенным структурам. Так, меловые отложения северного крыла Гочасского синклинория в левобережье р. Аракс принимают восток-северо-восточное простирание.

Итак, в левобережье р. Аракса структуры складчатой системы Малого Кавказа имеют тенденцию к периклинальному замыканию центральной осевой полосы мегантиклинория, что доказывается и выходами палеоген-неогеновых отложений вдоль периферии этой складчатой системы по долине р. Аракс и восточнее, в Иране.

АРАКСИНСКАЯ ЗОНА

По своему строению Араксинская зона неоднородна, что связано с гетерогенностью ее фундамента, историей формирования и характером дислокаций для каждого составляющего эту зону структурного элемента первого порядка — Шаруро-Джужульфинского антиклинория,

Зангезурского горстового поднятия, Ордубадского синклинория и Нахичеванского наложенного прогиба. Первые три структуры имеют общекавказское (северо-западное $300-330^\circ$) простирание и с их формированием связано образование линейных складок: киммерийских в пределах Шаруро-Джувльфинского антиклинория и олигоценых в области Ордубадского синклинория и Зангезурского поднятия. Развитие складчатости этих структур завершилось орогенетическими движениями (олигоцен), с которыми было связано образование межгорных впадин (Нахичеванской, Араратской и других) с накоплением в них миоценовых гипсо-соленосных, молассовых формаций с пологой складчатостью антикавказского направления.

Шаруро-Джувльфинский антиклинорий в пределах Нахичеванской АССР представлен двумя разобщенными Нахичеванским прогибом выступами — Шарурским и Джувльфинским. Они характеризуются общностью строения слагающего комплекса, однообразием мощности и литофации составляющих их стратиграфических единиц. Структурная связь между ними доказывается вскрытием разведочными скважинами доломитов триаса в центральной части Нахичеванского прогиба на небольших глубинах (1600—1900 м).

Шаруро-Джувльфинский антиклинорий в тектоническом отношении характеризуется наличием складчатых структур разного порядка, возраста и простирания, широким развитием разрывных дислокаций. В строении его принимают участие осадочные отложения девона и триаса мощностью 4000—4500 м. Для среднего и верхнего девона и нижнего карбона (средний и верхний карбон отсутствует) характерны терригенно-карбонатные породы (известняки, песчаники, кварциты, глинистые сланцы), для перми и триаса — полностью карбонатные литофации (известняки и доломиты). Фундамент структуры сложен черными углистыми глинистыми сланцами, содержащими прослой известняков, кварцито-песчаников и кварцитов, очевидно, ордовика. Последние были вскрыты опорной скважиной горы Дагна у «Волчьих ворот», вблизи левого берега р. Аракс, под фаунистически охарактеризованными отложениями эйфельского яруса среднего девона. Мощность их достигает 1400 м.

Главные киммерийские складкообразовательные движения, завершившие собственно геосинклинальную стадию развития области Шаруро-Джувльфинского антиклинория, контролировались зонами глубинных разломов. К числу последних относится зона разломов между названным антиклинорием и Ордубадским синклинорием, где они выражены системой надвигов и взбросов северо-западного ($330-345^\circ$) и сбросов и надвигов меридионального и северо-восточного простираний.

Джувльфинский сегмент рассматриваемого антиклинория (северо-восточное его крыло) располагается почти полностью на территории Ирана. Крыло, располагающееся на территории Нахичеванской АССР, сложено породами перми и триаса и осложнено взбросо-надвигами и поперечными сбросами. Возраст складчатости и разрывных нарушений антиклинория определяется как киммерийский, возможно раннеюрский. По северо-восточному его крылу имеются разрывы и послезоценового возраста.

Зангезурский антиклинорий расположен между Ордубадским и Ньювади-Диебаклинским глубинными разломами; переходящий же к востоку от последнего Гирратахский разлом является шовной зоной между Ордубадским синклинорием и Кафанским антиклинорием, которые соответственно относятся к Араксинской и Мисхано-Кафанской тектоническим зонам.

Комплекс основания Зангезурского антиклинория представлен метаморфическими интенсивно дислоцированными породами — гнейсами, слюдянными сланцами, амфиболитами, роговиками, мраморизованными известняками и мраморами, обнажающимися как по левобережью р. Аракс (Нювадинский массив на территории Армении), так и по правому берегу (Қарадагский массив на территории Ирана). Возраст этого метаморфического комплекса определяется Дж. Штеклином (1964) и А. А. Габриеляном, А. И. Адамяном и др. (1968) как кембрий — докембрий. Верхний предел возраста устанавливается по несогласному залеганию терригенно-карбонатных отложений верхнего девона с базальными конгломератами в основании.

В пределах Араксинской зоны Зангезурской антиклинорий представлен лишь юго-западным крылом, сложенным породами верхнего мела и эоцена, образующими широкую моноклираль, осложненную антиклинальными складками — Килитской (между сс. Килит и Дырныс) и Қарангуч-Башкентской (между горой Қарангуч и с. Аляги). Первая из них сложена в ядре отложениями турона и сенона, а на крыльях — породами дания — палеоэоцена и эоцена, вторая — лишь отложениями эоцена.

Весь комплекс пород Зангезурского антиклинория от докембрия до эоцена включительно прорван Мегри-Ордубадским полифазным гранитоидным батолитом, площадь которого определяется в 1500 км² (1100 км² на территории Армении и Нахичевани и 400 км² — Иранский Қарадаг). Батолит является дискордантным и возраст его по отношению к линейной складчатости Ордубадского синклинория определяется Ш. А. Азизбековым (1961) как послеверхнеэоценовый — домиоценовый. Фазы батолита контролировались Ордубадским, Дебаклинским и Гирратахским глубинными разломами. Поднятие Южного Зангезурского блока в основном происходило во времени внедрения батолита. Об этом также свидетельствует наличие выходов метаморфических пород (слюдяные сланцы, амфиболиты, метабазиты и др.), обнаруженных Ш. А. Азизбековым и М. И. Рустамовым (1968) в 1,5—2 км к северо-востоку от с. Пазмара в ущелье верховьев р. Ванандчай. В тектоническом отношении этот Пазмаринский массив (длина 2,1 км, ширина 0,3 км), а также выходы агматитов среди адамеллитовой фазы батолита располагаются в Ордубадской зоне глубинного разлома и представляют северо-западное продолжение приподнятого фундамента (Нювади, Астазур), обнажающегося по обе стороны р. Аракс.

Ордубадский синклинорий сложен вулканогенными и осадочными отложениями юры, верхнего мела и палеогена, обладающими всеми особенностями формационного состава эвгеосинклинальных областей. Для них характерны карбонатно-терригенные (доггер — келловей, турон — коньяк, верхний эоцен), карбонатные (сантон — кампан), терригенные (маастрихт, даний — палеоэоцен) и вулканогенные (лейас, кимеридж, нижний и средний эоцен и олигоцен) фации с локальными (оксфорд, титон) и региональными (нижний мел) перерывами в осадконакоплении и вулканизма (рис. 33). Для всех серий отложений типична линейная складчатость северо-западного (290—320°) направления, пересекающая под косым углом Шаруро-Джувльфинский антиклинорий. Олигоценная складчатость, завершившая собственно геосинклинальную стадию развития всей области Ордубадского синклинория, контролировалась зонами глубинных разломов; на востоке — Гиратахским и на западе — Азнабюрт-Неграмским. Имеются также и продольные и поперечные к складчатости разломы, из которых первые (надлиги, взбросы СЗ направления) приурочиваются к краевым частям синклинория, а поперечные (сбросы, сбросо-сдвиги СВ направления) — к централь-

ным частям прогиба, являясь более молодыми. В зонах сгущения этих поперечных разломов локализуются дайковые инъекции порфиритовых и диабазовых пород, протягиваясь в виде полосы (Лякятах — Байахмед — Арафса — Тейвас — Кейник) северо-восточного (50—70°) направления.

Олигоценовая складчатость Ордубадского синклинория осложнена более молодыми наложенными структурами — миоцен-плиоценовыми поднятиями и прогибами близширотного простирания и плиоцен-четвертичной складчатостью близмеридионального направления. В зависимо-

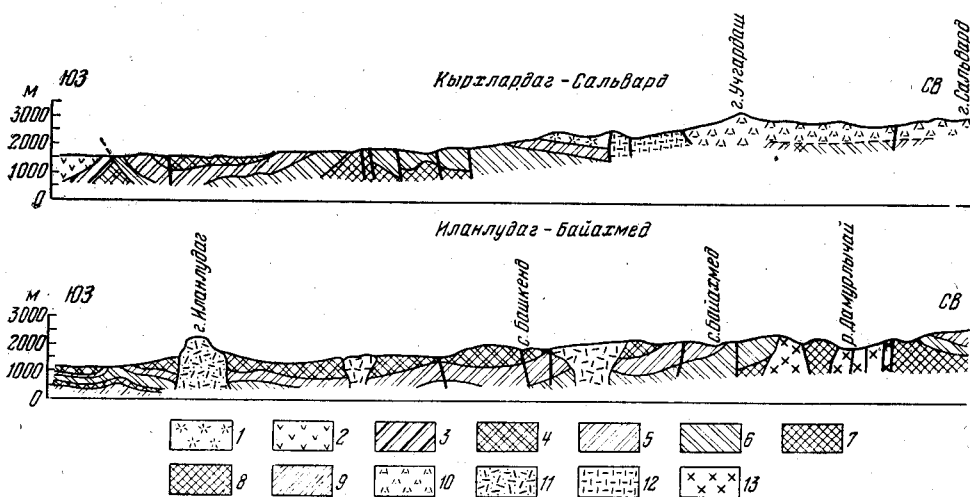


Рис. 33. Геологические профили Ордубадского синклинория. Составил Ш. А. Азизбеков
 1 — плиоцен (андезиты, андезито-базальты, базальты, пепловые туфы и туфобрекчи); 2 — нижний миоцен — верхний олигоцен (туфоконгломераты, туфобрекчи и туфы); 3 — средний и нижний олигоцен (туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчи и андезиты); 4 — верхний эоцен (аргиллиты, туфопесчаники, известняки и мергели); 5 — средний эоцен (туфоконгломераты, туфобрекчи, туфопесчаники и агломератные лавы), 6 — средний эоцен (туфопесчаники, туфоконгломераты, порфириты, аргиллиты и известняки); 7 — нижний эоцен (порфириты, туфы, туфобрекчи, туфоконгломераты и туфопесчаники); 8 — нижний эоцен (пироксеновые и плагиоклазовые порфириты); 9 — палеоцен — датский ярус (голубовато-серые глины и песчаники); 10 — послераннемиоценовые интрузии (андезито-дациты); 11 — послераннемиоценовые экструзии (андезиты, андезито-дациты и дациты); 12 — плиоценовая долеритовая интрузия Араджи; 13 — послезоценовая — домиоценовая интрузия Лякятаха (монцит-диориты, кварцевые сениито-диориты)

сти от их сочетания своды линейных складок расширяются и выполаживаются, а на крыльях — суживаются и опрокидываются в сторону сопряженных прогибов.

Разломы глубокого заложения Ордубадского синклинория контролировали развитие не только структур различного порядка, но и магматическую деятельность. Последняя представлена основными (ранняя юра) и средними (поздняя юра, эоцен, олигоцен) эффузивами и внедрением послезоценового — домиоценового гранитоидного батолита. К концу олигоцена этот синклинорий вовлекается в общее сводовое поднятие Малого Кавказа, и область прогибания перемещается к юго-западу на крыло Шаруро-Джувльфинского антиклинория.

Миоцен-плиоценовые поднятия и прогибы. Из миоцен-нижнеплиоценовых структур в пределах Араксинской зоны выделяются Дарридагское, Агкаинское и Каракузейское поднятия и Нахичеванский, Парадашский и Норс-Тиркешский прогибы.

Из этих структур только Нахичеванский прогиб, выполненный миоценовыми молассовыми отложениями, начал формироваться с конца олигоценового времени (рис. 34). Формирование перечисленных структур обусловлено орогенными миоплиоценовыми движениями. В строе-

нии их принимают участие дислоцированные еще до миоцена отложения верхнемелового — палеогенового структурного этажа. В связи с этим молодая складчатость близиротного простирания проявляется в них менее отчетливо — в усложнении домиоценовых структур, наложении одних складчатых деформаций на другие, образовании разрывов и связанных с ними миоценовых субвулканических интрузивов.

Нахичеванский наложенный прогиб в восточной части лежит в пределах Шарур-Джультинского антиклинория. На севере и востоке он ограничен областями воздымания, а на юге и юго-западе продолжается в Иран и Турцию. На протяжении позднего олигоцена — миоцена Нахичеванский прогиб продолжал перемещаться к западу, и только в позднем миоцене соединился со следующей к северо-западу Араратской впадиной. Возникновение прогиба связано с движениями по глубинному разлому, проходящему вдоль его северного борта. На это указывают как чрезвычайно большие градиенты мощности верхнеолигоцен-миоценовых отложений, так и характер сопряжения складчатости Нахичеванского прогиба и Аггаинского поднятия.

Характерной особенностью тектонического строения Нахичеванского прогиба является своеобразный план складчатости. Здесь получили развитие изогнутые в плане складки, которые по периферии прогиба имеют близиротное простирание и морфологически тесно увязываются со складками Аггаинского поднятия. Складки довольно узкие, крутые и скошены в сторону прогиба. В центральной части прогиба они приобретают северо-вос-

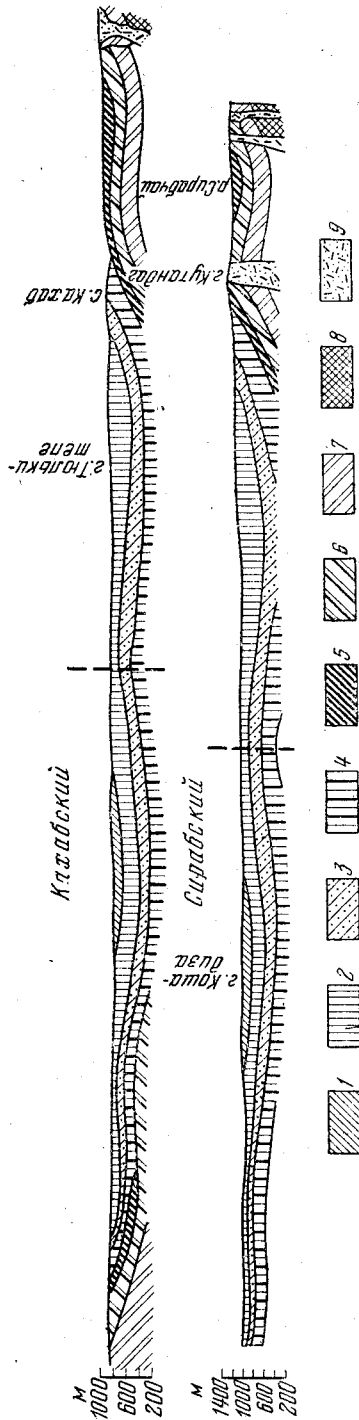


Рис. 34. Геологические профили восточной части Нахичеванской впадины. Составил Ш. А. Азизбеков
 1 — конк (серовато-зеленая глинисто-песчаная толща); 2 — караган (красновато-бурая гипсо-соленая алевроито-глинистая толща); 3 — тархан-чокрак (буловато-зеленая глинистая алевроито-глинистая толща); 4 — нижний миоцен — верхний олигоцен (кремнистая известняки); 5 — нижний миоцен — верхний олигоцен (красноватая известняково-туфогенная толща); 6 — средний и нижний олигоцен (туфопесчанники, туфоконгломераты и туфобрекчин); 7 — верхний эоцен (аргиллиты, туфопесчанники, известняки и мертели); 8 — средний эоцен (туфоконгломераты, туфобрекчин, туфопесчанники и агломератные лавы); 9 — послераннемиоценовые андезитовые, андезиито-дацитовые и дацитовые экструзивы

точное простирание, выполаживаются и осложняются флексурами (на крыльях Бююкдюзской антиклинали, Ханджабской синклинали).

Характерной особенностью всех молодых поднятий (Даррыдагско-го, Агкаинского и Карагузейского) является погружение их шарниров к центральной части Ордубадского синклинория и воздымание к смежным Шаруро-Джувльфинскому антиклинорию к Зангезурскому поднятию. Причем западные борта этих поднятий скошены к югу сильнее, чем восточные, а южные осложнены разрывами (надвигами, взбросами, сбросами) мелкими пучками складок, направление которых совпадает с простиранием поднятий.

ТАЛЫШСКАЯ ЗОНА

Тектоническое строение Талыша было рассмотрено в работах В. П. Ренгартена (1939, 1956), Ш. Ф. Мехтиева, В. Е. Хаина (1953) и Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова (1953), где Талыш выделяется как «крупный антиклинорий первого порядка», входящий в систему мегантиклинория Малого Кавказа — Эльбурса. В его структуре с юга на север выделялись Астаринский антиклинорий, Ярдымлинский синклинорий, Буроварский антиклинорий и Астраханбазарский синклинорий, а на крайнем северо-востоке Южно-Муганское поднятие.

Исследования Ш. А. Азизбекова, А. Э. Багирова и А. Д. Исмаилзаде (1970) показали, что Талышская зона неоднородна как по формационному составу отдельных структурных элементов и характеру дислокации, так и по гетерогенности фундамента. Для нее могут быть выделены следующие структуры: Астаринский антиклинорий, Лерикский синклинорий и Буроварское поднятие, формирование которых происходило в доорогенном этапе альпийского цикла развития Талышской геосинклинальной зоны (верхний мел — верхний эоцен), а также Ярдымлинский и Астраханбазарский синклинории, соответствующие посторогенному этапу (олигоцен-миоцен) этого же цикла.

Астаринский антиклинорий, расположенный в юго-восточной части Талышской зоны, является наиболее сложнопостроенной структурой Талыша, находящейся на продолжении северо-восточного крыла Эльбурского складчатого пояса. Сложен антиклинорий сильнодислоцированными туфогенно-осадочными породами верхнего мела — палеоцена и слабодислоцированными вулканогенными породами нижнего и среднего эоцена. Он имеет юго-восточное — северо-западное простирание. Северо-западная часть антиклинория в начале раннего эоцена испытывает прогибание по поперечному (северо-восточному) разлому с образованием периклинального прогиба. В связи с этим Астаринский антиклинорий на современном эрозионном срезе представляет две структуры: Астаринское поднятие и Космальянский прогиб.

Астаринское поднятие располагается в междуречье Астарачая и Лямарчая; в районе горы Панавант (2108,0 м) оно срезается поперечным разломом, западнее которого не прослеживается. Юго-западное его крыло частично перекрывается вулканогенными отложениями нижнего эоцена, а северо-восточное находится в тектоническом контакте с вулканогенными породами среднего эоцена.

Флишоидная туфогенно-осадочная формация верхнего мела — палеоцена, слагающая поднятие, представлена снизу вверх туфоалевролитовой, туфопесчаниковой и туфогравелитовой толщами общей мощностью 1200—1400 м. Крутые изоклинальные складки (Дыльмадинская, Шимритская и Важекарская) поднятия осложнены продольными и поперечными разломами и вторичной складчатостью, составляя в совокупности нижний палеоценовый структурный этаж. Верхний возрастной

предел последнего устанавливается по резко несогласному трансгрессивному налеганию вулканогенного нижнего эоцена, с базальным конгломератом в основании, на эродированных отложениях палеоцена.

Дыльмадинская складка сложена известняками верхнего мела и туфогенно-осадочными породами дания — палеоцена, а в строении двух других принимают участие только туфогенно-осадочные отложения дания — палеоцена. Характеризуются они крутыми ($60-80^\circ$) крыльями, осложненными вторичной складчатостью, разрывами (взбросо-надвигами) и внедрением мощных дайкообразных тел субщелочных гипербазитов послезоценового — доолигоценного возраста.

Для всех складок характерно погружение шарниров у сс. Гамушам и Асханакеран, а далее в северо-западном направлении они вновь воздымаются, отражая ундулирующий характер шарнира антиклинория. Ундуляция связана с глыбово-блоковым его строением, обусловленным наличием разломов и неравномерным перемещением вдоль них отдельных блоков. По юго-западному борту Астаринского поднятия отмечаются ниже-среднеэоценовые вулканиты, которые с резким угловым несогласием налегают на палеоцен и характеризуются значительно более пологими углами падения, а местами залегают почти горизонтально. Эти отложения протягиваются в виде неширокой полосы, параллельной Талышскому хребту с волнистым северо-восточным контуром, из-под которых выступает палеоценовый структурный этаж и далее в северо-западном направлении сливаются с аналогичными образованиями Космальянского прогиба.

По северо-восточному борту Астаринского поднятия вдоль тектонического разрыва выступают вулканические конгломераты трахиандезито-базальтов, являющихся продуктами среднеэоценового вулканизма. Они тянутся в северо-западном направлении вдоль борта поднятия и далее переходят в Космальянский прогиб.

Космальянский прогиб располагается на северо-западном погружении Астаринского антиклинория, занимая верховья бассейнов рек Конджаучай и Велешчай. Прогиб сложен ниже-среднеэоценовыми толщами, обнаруживающими определенную закономерность, выраженную в приуроченности нижних горизонтов — вулканических конгломератобрекчий, андезито-базальтов и базальтов к юго-западному борту, перекрывающих их вулканокластов пикрит-трахибазальтов и лейцитовых базанитов — к центральной части, а вышележащей осадочно-туфогенной толщи — к восточной части прогиба. Весь этот комплекс перекрывается среднеэоценовой толщей вулканокластов и лавобрекчий трахиандезито-базальтов и эгириновых трахиандезитов. Такая последовательность выполнения связана с миграцией оси прогиба и соответственно центров вулканизма, контролируемых северо-западными разломами.

Ниже-среднеэоценовые вулканогенные и осадочно-туфогенные толщи собраны в ряд брахиантиклинальных складок (Гядукская, Космальянская и Говеринская антиклинали и разделяющие их Кялаханская и Дивагачская синклинали), простирание которых совпадает с общей северо-западной — юго-восточной складчатостью Талышской зоны.

Соответствие между структурами палеоцена и эоцена связано, очевидно, с унаследованным характером складчатости эоценового времени, развивавшимся на фоне осложненного палеоценового субстрата.

Кялаханская синклиналь и Гядукская и Космальянская брахиантиклинали сложены преимущественно вулканическими конгломератобрекчиями базальтов и андезито-базальтов раннего эоцена с углами падения крыльев $20-35^\circ$, причем в ядре Кялаханской синклинали отмечаются останцы пикрит-трахибазальтовой толщи, которые по мере погружения шарнира складки на северо-запад (на левом берегу р. Конд-

жавучай) слагают всю синклинали и далее, у границы с Ираном, перекрываются осадочно-туфогенной и вулканогенной (трахиандезито-базальтовой) толщами среднего эоцена. Складка здесь имеет более спокойный пологий характер с углами падения 10—15°. По ядру синклинали проходит разлом, вдоль которого породы интенсивно цеолитизированы. Такое же погружение шарнира Космальянской антиклинали наблюдается у сс. Лялягеран и Чокяря, где в сложении ее участвуют породы вышележащей пикрит-трахибазальтовой толщи, а также среднеэоценовые толщи — осадочно-туфогенная и вулканических конгломератов трахиандезито-базальтов. В этом направлении углы падения крыльев постепенно выполаживаются от 30—35 до 15—20°, а в присводовой части породы залегают почти горизонтально. В ядре этой антиклинали выступает крупный субвулканический интрузив Гельдара, расположенный на разломе, проходящем в северо-западном направлении по ущельям рр. Иледжачай и Космальянчай. Породы здесь вдоль разлома приобретают крутые углы падения до 50—60° с ясно выраженными зеркалами скольжения, интенсивно цеолитизированы и кальцитизированы. Наличие разлома подтверждается также прямолинейным очертанием долин этих рек, находящихся на одной прямой и являющихся левым и правым притоками р. Конджавучай. Другой параллельный ему разлом также хорошо фиксируется на правом берегу р. Конджавучай, юго-западнее с. Нимекеш.

Дивагачская синклинали сложена осадочно-туфогенной толщей среднего эоцена, в ядре которой отмечаются отдельные останцы пород перекрывающей разновозрастной трахиандезито-базальтовой толщи.

Говеринская антиклиналь сложена толщами нижнего (пикрит-трахибазальтовая) и среднего (трахиандезито-базальтовая и осадочно-туфогенная) эоцена. В северо-западном направлении складка заметно выполаживается с падением крыльев до 10°. Северо-восточное крыло складки переходит в моноклинали, сложенную отложениями среднего и верхнего эоцена. На юго-западном крыле, южнее с. Говери, выступает субвулканический интрузив Говери (на левом берегу р. Конджавучай), являющийся вулканическим центром поздней стадии ранне-среднеэоценового вулканизма. В районе с. Шона-Чола по обеим крыльям антиклинали отмечаются мелкие вторичные складки.

Лерикский синклинорий. В геологическом строении Лерикского синклинория принимают участие вулканогенно-осадочные комплексы верхнего эоцена, характеризующиеся трехчленным сложением (снизу вверх): осадочно-туфогенная флишеподобная, вулканогенная (лавы и вулканокласты трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов) и туфогенно-осадочная толщи.

Этот синклинорий, представляющий собой структуру второго порядка, охватывает большую часть территории южного, центрального и частично северного Талыша, перекрываясь на северо-западе наложенным Ярдымлинским синклинорием (олигоцен-миоцен), а на юго-востоке срезается Предталышским краевым разломом. Юго-западный борт синклинория в зоне сопряжения с Астаринским антиклинорием прямолинейно вытянут в северо-западном направлении, что обусловлено продольным разломом, вдоль которого приведены в тектонический контроль толщи среднего эоцена (вулканогенная трахиандезитовая) и дания — палеоцена (туфогенно-осадочная). Северо-восточный же борт переходит в пологую моноклинали Буроварского поднятия. Граница между ними проходит по северо-западному разлому, прослеживающемуся вдоль р. Виравульчай.

Структура Лерикского синклинория резко асимметрична, что проявляется в различии наклонов его бортов и изменении фаций и мощно-

стей слагающего его верхнеэоценового комплекса. В строении отмечаемых здесь линейных складок наблюдается определенная закономерность, выраженная в их ориентированности в северо-западном направлении параллельно бортам синклинория и значительной протяженности. При этом значительную роль сыграли наложенные на эоценовые линейные складки общекавказского простирания более молодые поднятия (Дыманское, Гамаратское) и прогибы (Чайрудский) поперечного антикавказского направления, а также разрывные дислокации, хотя и не изменившие общей структуры синклинория, но сильно осложнившие ее. Последние представляют собой отражение структурного плана субстрата, градиенты и знаки роста которых неравномерно менялись во времени.

Линейные складки в области поднятий местами либо совершенно затушеваны, либо же плавно огибают их. В местах пересечения антиклинальных складок с долинами поперечных рек Вешарючай, Боблачай, Лямарчай, Даварадибичай в ядрах их выступают подстилающие вулканогенные породы (лавы и вулканокласты трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов), а в наиболее глубокоэродированных долинах (Бибиана, Билясар) — осадочно-туфогенная флишеподобная толща верхнего эоцена.

В пределах Лерикского синклинория с юга на север выделяются Шинабантская, Даварадибинская, Даштатукская и Гавтанинская синклинали и разделяющие их Гельгловская, Тербезлинская и Борзовинская антиклинали.

Шинабантская синкинали прослеживается в районе сс. Ноябут, Овала, Алазапин по юго-восточному борту Гамаратского поднятия. На этом промежутке она сложена туфогенно-осадочными отложениями верхнего эоцена при углах падения крыльев $15\text{--}20^\circ$. В бассейне р. Вешарючай, по которому наблюдается поперечный северо-восточный разлом и сбросо-сдвиги, выступают вулканогенная толща трахиандезито-базальтов и осадочно-туфогенная толща низов верхнего эоцена. Последние здесь в крутом залегании образуют ряд лежачих и опрокинутых складок с многочисленными разрывами. В районе с. Алазапин в ядре складки на значительной площади выступает туфогенно-осадочная толща верхнего эоцена, прорванная мелкими субвулканическими интрузивами базальтов. Далее в зоне поднятия складка прослеживается очень слабо. Здесь она прервана гипербазитовым субинтрузивом с контактовым воздействием на вмещающие осадочно-туфогенные породы верхнего эоцена. По северо-восточному борту Гамаратского поднятия складка между сс. Алибад и Чайрут приобретает близширотное направление и затем вновь переходит на северо-западное.

Гельгловская антикинали прослеживается от района с. Шаматук до с. Мики и слагается туфогенно-осадочными отложениями верхнего эоцена. Далее в бассейне р. Вешарючай в ядре ее обнажаются нижележащие вулканогенная трахиандезито-базальтовая и осадочно-туфогенная флишеподобная толщи. Такое глубокое вскрытие связано, очевидно, с более крутым залеганием юго-восточного борта Гамаратского поднятия и приуроченного к нему разлома по р. Вешарючай. Между сс. Билясар и Гельглов ось складки проходит по вулканогенной толще трахиандезито-базальтов, причем северо-восточное крыло крутое ($55\text{--}60^\circ$) вследствие тектонического контакта трахиандезито-базальтовой толщи свышележащей туфогенно-осадочной; юго-западное же крыло пологое ($20\text{--}25^\circ$) и переходит в пологую синкинали. По северо-восточному борту поднятия складка до с. Такиябанд прослеживается в туфогенно-осадочной толще верхнего эоцена и далее до с. Барзаву вновь в породах трахиандезито-базальтовой толщи. В бассейне р. Конджаву-

чай она срезается поперечным северо-восточным разломом и далее не прослеживается.

Даварадибинская синклиналь прослеживается от района с. Пенсар до бассейна р. Конджавучай, где на всем протяжении слагается туфогенно-осадочными отложениями верхнего эоцена. Складка имеет асимметричное строение с широким юго-западным и крутым узким северо-восточным крыльями (падения крыльев $10-30^\circ$).

Тербезлинская антиклиналь протягивается параллельно р. Ленкоранке в северо-западном направлении и в бассейне ее правого притока Конджавучай погружается при углах падения $15-20^\circ$, где сложена туфогенно-осадочной толщей верхнего эоцена. В юго-восточной части складка осложнена Гамаратским поднятием, вследствие чего в своде ее, в местах пересечения рек Диварадибичай, Боблачай, Важакерчай, обнажаются толща трахиандезито-базальтов, а по крыльям, среди вышележащей осадочной толщи, отмечаются инъекции базальтов. Последние выступают также и по северо-восточному крылу складки вдоль северо-западного разлома и р. Ленкоранки. К этому же крылу приурочены субвулканические интрузивы базальтов и серия северо-восточных разломов. Южнее сс. Верхний Апу и Химбалуны в сложении антиклинали вновь участвуют вышележащие осадочные отложения верхнего эоцена, и складка при падении крыльев $10-25^\circ$ перекрывается четвертичными отложениями Ленкоранской низменности.

Даштатукская синклиналь при северо-западном простирании прослеживается от с. Даштатук до горы Почкон и у с. Беркандуль погружается. В сложении ее участвуют туфогенно-осадочные отложения верхнего эоцена. Восточнее с. Шову складка пересекается р. Ленкоранка и здесь наблюдается серия поперечных разломов с интенсивными подвижками вдоль них. К юго-западному крылу синклинали приурочен ряд маломощных пластовых инъекций базальтов, вскрываемых в долине р. Вешарючай, среди туфогенно-осадочной толщи верхнего эоцена.

Борзовинская антиклиналь прослеживается от района с. Сувагчалю до горы Борзову в виде узкой складки с падением крыльев $20-25^\circ$. На всем протяжении она слагается туфогенно-осадочными отложениями верхнего эоцена.

Гавтанинская синклиналь прослеживается в северо-западном направлении через сс. Гавтони и Гюнаяр. Сложена она туфогенно-осадочной толщей верхнего эоцена. Углы падения в ядре складки составляют $10-15^\circ$, а к крыльям увеличиваются до $20-40^\circ$.

Буроварское поднятие. Поднятие это, возникшее в конце верхнего эоцена — начале олигоцена, представляет унаследованную структуру, испытавшую неоднократные изменения, наиболее сильное из которых было связано с неотектоническими движениями. Слагающие поднятие верхнеэоценовые отложения залегают в виде широкой моноклинали (с падением на юго-запад под углом $15-20^\circ$), прослеживаясь на значительное расстояние между Болгарчаем и Виравульчаем. В северо-восточной части поднятия верхнеэоценовые отложения срезаны Предталышским разломом глубокого заложения, погребенным под четвертичными образованиями Ленкоранской низменности. Этот разлом пересекает юго-восточные продолжения линейных складок Лерикского синклинария и является активным, ныне живущим, судя по приуроченности к нему фокусов землетрясения.

Граница между Буроварским поднятием и Лерикским синклинорием определяется по Виравульчаю (между с. Вильван и горой Диздо-ни) резким заворотом на восток и юго-восток как флишевой верхнеэоценовой туфогенно-осадочной толщи (с включающими их интрузивными залежами), так и продольных разломов Буроварского поднятия.

Этим объясняется наличие широкой моноклинали на северо-восточном крыле Гавтанинской синклинали, относящейся к Лерикскому синклинорию, где происходит резкое изменение углов падения слоев (в сторону складки) от 35—40 до 10—15°. Очевидно, на границе названных структур проходит разлом, фиксируемый в районе с. Гавтаны выходами горячих минеральных источников и замаскированный лесным покровом.

Ярдымлинский синклинорий. Синклинорий, сформировавшийся в орогенную стадию развития Талышской геосинклинальной зоны, после завершающего этапа поднятия и складчатости и образования Астаринского антиклинория, Лерикского синклинория и Буроварского поднятия (конец верхнего эоцена — начала олигоцена) является наложенным, характеризующимся иными планами складчатости, вулканизмом и условиями осадконакопления.

Верхнеэоценовые толщи Лерикского синклинория в сторону Ярдымлинского синклинория (на северо-запад) уменьшаются в мощности до полного выклинивания (по юго-западному борту), тогда как слагающие его олигоцен-миоценовые отложения от юго-восточного борта структуры прогиба на северо-запад увеличиваются как в мощности, так и по площади распространения. В строении прогиба принимают участие (снизу вверх) вулканогенная толща базальтов и осадочные (молассовые) отложения майкопской серии. Вулканогенная базальтовая толща залегает моноклиналино на северо-восток со слабым наклоном (до 10—15°), уходя под майкопские отложения.

Отложения майкопской серии имеют двучленное строение с преимущественным развитием в нижней части песчано-глинистых отложений, выше доминирующая роль принадлежит глинам. Складчатость в майкопских отложениях выражена широкими пологими синклиналями (Бозайранская, Сарыхская, Арусская и Онобинская) и разделяющими их узкими антиклиналями (Кергядыкская, Вяровская и Жийская). Все эти складки северо-западного простирания характеризуются пологими крыльями (10—15°), незначительной протяженностью в прибортовой части и сравнительно большей — в центральной и осложнены по крыльям разломами по северо-восточному крылу Сарыхской синклинали, последнее имеет крутое (до 20—40°) залегание. В долине р. Велешчай юго-восточнее с. Шовут наблюдается ясно выраженный флексуобразный изгиб, отражающий подвижки эоценового этажа по северо-восточным разломам. В сложении складок принимают участие отложения майкопской серии, перекрываемые на северо-западе отложениями среднего и верхнего миоцена, в которых складки не прослеживаются.

Астраханбазарский синклинорий. Расположенный в северо-восточной части Талыша, он имеет четкий юго-западный борт по тектоническому контакту олигоцен-миоценовых песчано-глинистых отложений с верхнеэоценовыми алеврито-песчаными отложениями Буроварского поднятия. Северо-восточным ограничением прогиба служит юго-западный борт погребенного Южно-Муганского поднятия, простирающегося параллельно Буроварскому поднятию и характеризующегося отсутствием отложений тортона — нижнего сармата.

Астраханбазарский синклинорий сложен глинисто-песчаными отложениями среднего и верхнего миоцена мощностью 1300 м. Судя по распространению и литофациальным особенностям олигоцен-нижнемиоценовых и средне-верхнемиоценовых отложений, этот прогиб был узким и с течением времени происходило обмеление и сокращение его границ с некоторым углублением и расширением в среднесарматское время.

В строении Астраханбазарского синклинория выделяется ряд антиклинальных складок (Гемерлинская, Тумарханлинская, Агдамская и

Новоголовская), фиксируемых по обнажениям, данным бурения и геофизики. План складчатости носит унаследованный характер (северо-запад — юго-восток) с выполаживанием всех структур на северо-востоке, в сторону погребенного Южно-Муганского поднятия. Эти складки местами срезаны трансгрессивно залегающими отложениями акчагыла.

КАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Каспийское море расположено на стыке крупных разнородных геоструктурных элементов Северного Прикаспия, Кавказа, Закаспия (Казахстана, Туркменистана) и Северного Ирана. В современной структуре земной коры оно отвечает гигантской депрессии меридионального направления, охватывающей участки древней Русской платформы, молодой Скифско-Туранской платформы и альпийской геосинклинальной области юга СССР.

К Азербайджанской ССР с востока примыкает часть Каспийского моря, формировавшаяся в альпийском цикле тектогенеза на геосинклинальном основании. Она охватывает южную и среднюю котловины Каспия, разобщенные Апшеронским порогом, и на севере ограничивается глубинным разломом по линии Аграханский залив — Красноводск. Этот разлом проходит вдоль южного края эпигерцинской платформы и хорошо очерчивается полосой резкого градиента силы тяжести, магнитных аномалий. По мнению ряда исследователей (Борисов, Дикенштейн и др., 1962), поверхность Скифско-Туранской платформы в пределах Каспия опущена сравнительно на небольшую глубину, не превышающую 5—7 км.

В пределах рассматриваемых границ (рис. 35) Каспийская впадина состоит из двух впадин — Средне-Каспийской и Южно-Каспийской, разделенных Апшероно-Прибалханской зоной молодых поднятий, вытянутой в субширотном направлении. Зона, за исключением ее крайней северо-западной части (северная акватория Апшеронского полуострова), отвечает минимуму силы тяжести. Это дает основание полагать, что рассматриваемая зона поднятий является явно инверсионной и в пределах моря вовлечена в воздымание сравнительно недавно, очевидно, начиная со второй половины среднеплиоценового времени.

Несколько иную геофизическую природу имеет северная акватория Апшеронского полуострова, где, по данным гравиметрии, выделяется локальный максимум, являющийся морским продолжением крупного Дибрарского максимума силы тяжести. В плане он имеет языкообразную форму и на юго-востоке затухает, не доходя до поднятия им. 28 апреля. Этот максимум отражает морское продолжение мезозойской складчатости юго-восточного погружения Большого Кавказа, которая в прибрежной зоне между Шурабадом и Сумгаитом трансгрессивно перекрывается более молодыми отложениями, начиная с меотиса. Такое заключение подтверждается также данными бурения. Так, на поднятии банки Цюрупа, где на дне моря обнажаются слои продуктивной толщи, в скважинах 7 и 20 поверхность мезозойских отложений вскрыта на глубинах 1050—1250 м. При этом здесь резко сокращена также мощность палеоген-миоценовых отложений, составляющая менее 100 м. Аналогичное сокращение мощности как продуктивной толщи, так и палеоген-миоцена намечается на своде складки банки Андриевского. В синклинали, между поднятиями банки Цюрупа на севере и зоной погребенных палеоген-миоценовых структур на юге, в полосе Герадиль — Маштаги — Бузовны на северном побережье Апшеронского полуострова поверхность мезозоя не опускается ниже 5—5,6 км, в то время как на других участках Апшеронского полуострова он залегают

на гораздо больших глубинах. Здесь сейсморазведкой обнаружено несколько погребенных поднятий, отраженных в мезозойских и палеоген-миоценовых отложениях.

Западная часть Апшероно-Прибалханской зоны состоит из двух участков: Северо-Апшеронского и собственно Апшеронского. Сопряже-

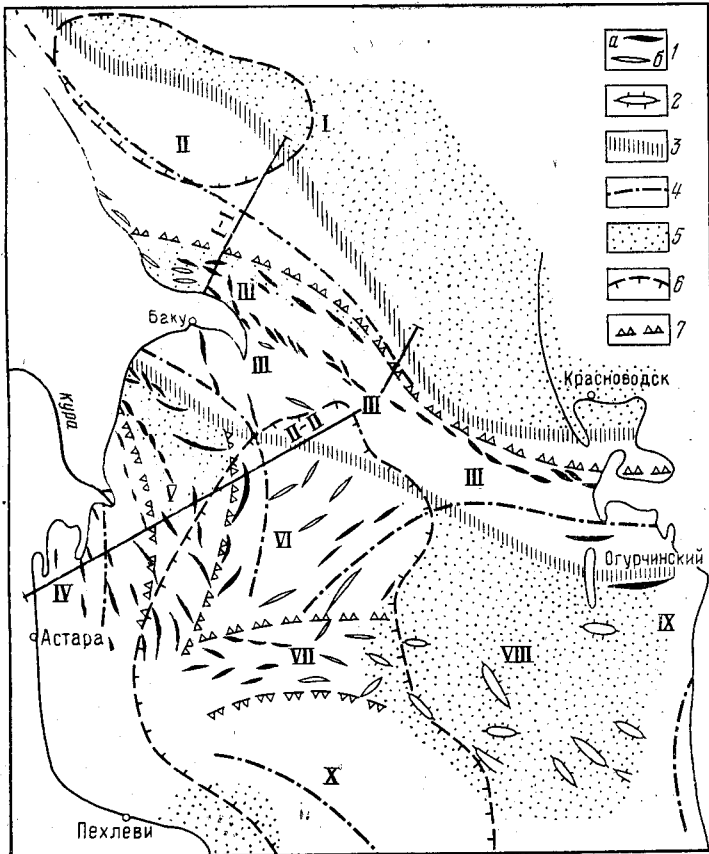


Рис. 35. Тектоническая схема Южно-Каспийской впадины. Составили К. А. Исмаилов, И. С. Гасанов

1 — антиклинали: а — выраженные в рельефе морского дна, б — погребенные; 2 — структуры облекания; 3 — глубинные разломы; 4 — ось современных прогибов; 5 — области максимума силы тяжести; 6 — контуры глубоководных частей Каспийского моря; 7 — границы основных структурных элементов

I — эпигерцинская платформа; II — Средне-Каспийская впадина; III — Апшероно-Прибалханская зона поднятий; IV — Нижне-Куринская впадина; V — складчатая зона Бакинского архипелага; VI — зона поперечной складчатости; VII — зона широтной складчатости; VIII — средний массив; IX — Западно-Туркменская впадина; X — Предэльбурско-Горганский прогиб

ние их происходит, очевидно, по коровому разлому, не доходящему до кристаллического фундамента. Ветвями этого разлома в молодых отложениях плиоцен-антропогенного возраста являются трещины и разрывы, которые протягиваются вдоль северного побережья Апшеронского полуострова в широтном направлении от с. Фатьмай на западе к мысу Шоулан на восток (Исмаилов, Халилов, 1963).

Северо-Апшеронский участок характеризуется унаследованным строением. Здесь мезозойское складчатое основание резко приподнято

и вследствие этого оно подчинило себе направление более молодой складчатости. Не случайно, что здесь антиклинальная зона Камни Два Брата — банка Цюрупа — банка Андриевского по плиоцен-антропогеновым отложениям имеет субширотное направление. Между этой антиклинальной зоной и северным берегом Апшеронского полуострова сейсморазведкой выявлено несколько погребенных поднятий в основном субширотного простирания (Яшма-море, Куркачидаг-море, Советаб-ад-море, Нардаран-море, мыс Безымянный, Сумгаит-Нардаранское и Кюрдаханское). Этот участок охватывает северо-западную часть Апшеронского архипелага. В юго-восточной части его протягиваются параллельно друг другу две антиклинальные зоны: банка Дарвина — о. Артема — Гюргяны-море и Камни Григоренко — о-в Жилой — Нефтяные Камни.

Антиклинали юго-восточной части Апшеронского архипелага резко дислоцированы, размыты до нижней части продуктивной толщи, местами даже до миоцена (о-в Жилой), осложнены продольными и поперечными нарушениями различной амплитуды. Продольные нарушения зачастую имеют надвиговый характер (с. Артема и др.).

В пределах Апшеронского полуострова, а также юго-восточной части Апшеронского архипелага, где мезозойское складчатое основание опущено на большую глубину, направление молодых складок иное и в южном направлении все более тяготеет к долготному. В региональном плане в пределах Апшероно-Прибалханской складчатой зоны выделяются Апшеронский и Прибалханский периклинальные прогибы и межпериклиальный прогиб между ними (Ализаде и Алиев, 1967).

На востоке Апшероно-Прибалханская зона поднятий построена более просто. Здесь в виде цепочки протягиваются складки брахиантиклинального типа, кулисообразно смещенные относительно друг друга, образуя единую полосу поднятий (им. 28 Апреля, им. Каверочкина, им. 26 Бакинских Комиссаров, Промежуточная и др.). В современном рельефе дна моря эта цепочка поднятий составляет наиболее приподнятую часть Апшеронского порога.

Таким образом, Апшероно-Прибалханская зона поднятий в тектоническом отношении представляет довольно сложное сочленение продолжения мезозойской складчатости юго-восточного погружения Большого Кавказа, с одной стороны, области плиоцен-антропогеновой складчатости Апшеронского полуострова и юго-восточной части Апшеронского архипелага, с другой, на западе и линейно-вытянутых молодых складок Прибалханской зоны на востоке. Направление последней находится в строгом подчинении краю эпигерцинской платформы.

Между Апшероно-Прибалханской зоной поднятий на юге и эпигерцинской платформой на севере располагается Средне-Каспийская впадина. Она является частью крупной впадины, названной еще А. Д. Архангельским Терско-Карабогазской.

К Средне-Каспийской впадине с северо-запада в пределах Азербайджана примыкает Кусаро-Дивичинский краевой прогиб, возникший в неогене. Однако основной ветвью Терско-Карабогазской впадины на северо-западе является Терский или Восточно-Предкавказский прогиб, Кусаро-Дивичинский прогиб кулисообразно смещен относительно него на юго-запад, благодаря чему совмещает черты передового и периклиального прогибов. Сопряжение обоих прогибов происходит по Самурскому разлому, направление которого совпадает с направлением одноименной реки. Этот разлом в современной структуре области выражен в виде ступени и хорошо фиксируется геолого-геофизическими данными. По этому разлому Кусаро-Дивичинский прогиб резко опущен; в результате на левобережье р. Самур структуры Южного Дагестана,

сложенные на поверхности юрскими и меловыми отложениями, сразу исчезают под покровом неоген-четвертичных образований.

Самурский разлом далее на северо-востоке в пределах моря упирается в упомянутый выше глубинный разлом, протягивающийся вдоль юго-западного края эпигерцинской платформы. Обращает на себя внимание и тот факт, что Самурский разлом и разлом, ограничивающий с юго-востока Центрально-Каспийский свод (Борисов и др., 1962), в пределах эпигерцинской платформы находятся на одной линии.

Средне-Каспийская впадина на юго-востоке резко сужается вследствие сближения с эпигерцинской платформой. Здесь протягивается весьма узкий и неглубокий прогиб, известный в литературе под названием Келькорского, выполненный миоцен-плиоценовыми отложениями.

Средне-Каспийская впадина, как известно, отвечает минимуму силы тяжести, мощность земной коры в ее центральной части по данным ГСЗ оценивается в 30 км (Аксенович, Аронов и др., 1962). Однако мощность третичных образований в наиболее погруженной части впадины не превышает 4,5—5 км, причем из этой мощности на долю плиоцен-антропогена приходится 3,3—3,7 км.

Судить об условиях залегания мезозойских отложений в рассматриваемой области весьма трудно из-за скудных данных сейсморазведки. Последние свидетельствуют о том, что на морской акватории к северу от Киязинской косы обособляются отдельные небольшие и весьма пологие погребенные поднятия в мезозойских и палеоген-миоценовых отложений (им. Алиева, Кызылбурунское, Зоратморе и др.).

К югу от Апшероно-Прибалханской зоны поднятия располагается Южно-Каспийская впадина, которая в современной структуре земной коры представляет область молодого интенсивного погружения, где мощность лишь плиоцен-антропогеновых отложений достигает более 7 км. Эта впадина территориально не ограничивается пределами моря и распространяется также на западный и восточный берега Каспия, охватывая Нижне-Курунскую впадину, Джейранкечмесскую депрессию на западе и впадину юго-западного Туркменистана на востоке (Путкардазе, 1958; Шихалибейли, 1960; Али-Заде и др., 1963; Алиханов, 1964; Дикенштейн и др., 1964; Гасанов, 1964; Исмаилов, Гасанов, 1964).

По тектоническим особенностям Южно-Каспийская впадина резко отличается тем, что от ее краевых частей к центру складчатость в известной мере усиливается. Во внутренней части впадины, как это установлено сейсморазведкой, происходит переплетение складчатости различного направления.

По глубинному строению впадина также неоднородна. Об этом свидетельствуют такие факты, как сложность рельефа глубинных гранит земной коры (гранитного и базальтового слоев) и несовпадение их между собой на ряде участков впадины по данным ГСЗ (Аксенович, Аронов и др., 1962), изменение гравитационного поля по площади, т. е. наличие отдельных максимумов силы тяжести (Цимельзон, 1956; Гасанов, 1964; Гаджиев, 1965) на общем фоне регионального минимума Южного Каспия (например, Южно-Каспийский, Явандаг-Сангачальский, Бакинский архипелаги и др.). Эти максимумы местами являются полосовыми, и сгущение изоаномал в узкой зоне отвечает в ряде случаев разломам. Один из таких разломов глубокого заложения проходит по линии Ахсу-Астара и отделяет область Талыш-Вандамского максимума (Цимельзон, 1959; Али-Заде и др., 1963) от Южно-Каспийской впадины.

Говоря о разломах, следует остановиться на одном, который проходит примерно по линии мыс Сангачал — о. Огурчинский (северная оконечность) и отделяет Апшероно-Прибалханскую зону от южной

котловины Каспия (Исмаилов, Гасанов, 1966). Разлом доходит, очевидно, до кристаллического основания, но затухает в верхах, не затрагивая большей части плиоцен-антропогенных отложений. Он разграничивает области не только с различным направлением складчатости, но и поля с различными значениями силы тяжести. Кроме того, на ряде сейсмических профилей он фиксируется в виде резкого исчезновения отражающих площадок в определенной полосе, ширина которой местами доходит до 20 км. В полосе мыс Сангачал — о-в Булла этот разлом проявляется на дне моря в виде зоны нарушения в плиоцен-антропогенных отложениях, к которой приурочены грязевулканические острова и банки.

Сангачал-Огурчинский разлом — региональный. На западе он соединяется, очевидно, с Аджичайской зоной разрывов, осложняющей строение северо-восточного борта Нижне-Куринской впадины, где местами происходит надвиг мезозойских и палеоген-миоценовых отложений на плиоцен-антропогенные, а на востоке с Предкопетдагским глубинным разломом.

В пределах Южно-Каспийской впадины выделяются краевые тектонические элементы или области прибортового окаймления и внутренние складчатые зоны: восточная часть Нижне-Куринской депрессии, складчатая зона Бакинского архипелага, Апшероно-Прибалханская зона третичной складчатости, Западно-Туркменская депрессия и Предэльбурский краевой прогиб, а также зона поперечной складчатости, зона широтной складчатости и складчатая зона области срединного массива.

В Южно-Каспийской впадине в пределах ее морской части бросается в глаза резкое различие в степени дислоцированности рыхлых отложений плиоцен-антропогенного возраста по площади. Западная половина впадины характеризуется интенсивной дислоцированностью этих отложений, смятых в складки, группирующихся в определенных направлениях, в то время как в восточной половине, т. е. в зоне восточного шельфа, занимающего почти $\frac{1}{3}$ всей площади южной котловины Каспия, слои залегают почти горизонтально. Здесь происходит по существу плащеобразное облекание молодыми отложениями выступов поверхности кристаллического основания, в ориентировке которых не удается уловить каких-либо закономерностей. Углы падения крыльев складок обычно не превышают 3—5° и последние по всей морфологии напоминают пологие поднятия платформенного типа.

В западной и центральной частях Южно-Каспийской впадины встречаются складки трех направлений северо-западного — юго-восточного, северо-восток — юго-западного и широтного. Меридиональная складчатость носит подчиненный характер и в основном связана с поворотом складок первой группы. Лишь в западной краевой зоне глубоководной части впадины имеется одна цепь поднятий меридионального направления (поднятия им. Везирова, им. Азизбекова и им. Корганова). Число известных складок в южной котловине Каспийского моря, не считая складок Апшеронского порога, превышает 70.

Характерной чертой западной части впадины (район Бакинского архипелага) является изменение по мере движения в юго-западном направлении, простираения складок морского продолжения Нижне-Куринской впадины и Юго-Восточного Кобыстана с субширотного на субмеридиональное.

В Бакинском архипелаге выделяются шесть основных антиклинальных зон северо-западного — юго-восточного простираения: 1) Сангачал-море — о-в Булла; 2) Хамамдаг-море — Камент Игнатия; 3) Баяндован — банка Кумани; 4) банка Павлова — банка Борисова; 5) Нефте-

чала-море — Куринский Камень и б) Кызылагач — Ленкорань-море. Эти антиклинальные зоны отделяются друг от друга синклиналями широкими на севере, более узкими на юге. Каждая антиклинальная зона состоит из 3—5 поднятий, седловина между которыми местами не вполне отчетливая. В северной и центральной частях Бакинского архипелага имеются также обособленные поднятия различного простирания и размеров (Алят-море, им. Путкарадзе, Булла-море, банка Андреева, банка Калмычкова и др.).

Антиклинали Бакинского архипелага сильно дислоцированы, во многих случаях асимметричны, углы падения на крыльях достигают 35—40°; а иногда 45—55°. С удалением от свода к крыльям складок слои резко выполаживаются. Подобное выполаживание происходит также с глубиной. Это характерно для антиклинальных складок, расположенных ближе к берегу и размытых до продуктивной толщи включительно (Сангачал-море, Дуваный-море, Алят-море, Хамамдаг-море и др.). По морфологическим особенностям эти складки являются «гибридными», т. е. они совмещают черты конседиментационных складок и складок нагнетания диапирового типа. Здесь на определенном этапе роста складок произошло нагнетание глинистых масс к их замковым частям со стороны крыльев.

Своды складок осложнены продольными нарушениями, зачастую падающими навстречу друг другу и сливающимися на глубине в нижних горизонтах продуктивной толщи. К ним приурочены грязевые вулканы, острова и банки. Кроме продольных, имеются также поперечные нарушения. Нередко по ним происходит сопряжение двух поднятий в пределах антиклинальной зоны (между поднятиями Дуваный-море и о-в Булла, Пирсагат и Хамамдаг-море и др.).

Складки северо-восточного — юго-западного направления развиты в глубоководной части впадины. Это направление складчатости на севере и на северо-востоке резко обрывается зоной Сангачал-Огурчинского глубинного разлома, не доходя до Апшеронского порога. На юге и юго-западе складчатость указанного направления как бы упирается в подводную перемычку, разделяющую глубоководную часть котловины на две самостоятельные ванны. В пределах этой перемычки направления складок подчинены направлению самой перемычки, т. е. имеют широтное простирание. Участок пересечения перемычки с западным шельфом представляет собой узел, где сходятся виргации различного направления. В противовес этому в северной части шельфа имеются единичные складки, входящие в группу поднятий Бакинского архипелага, которые тяготеют к широтному направлению (например, складки Булла-море, банка Андреева).

Как видно из вышеизложенного, в условиях рассматриваемой области ориентировка структур в плане может служить одним из важных критериев для тектонического районирования, поскольку она обусловлена своеобразием строения соответствующих зон. В связи с этим вряд ли можно считать целесообразным выделение центральной части Южно-Каспийской впадины в качестве единого тектонического элемента, как это сделали А. А. Борисов и др. (1962).

По морфологическим особенностям складки различного направления порой резко отличаются друг от друга. Так, по размерам наиболее крупными являются складки северо-восточного — юго-западного направления, т. е. складки зоны поперечной складчатости. Длина их 25—50 км, ширина 6—12 км. Примерно такими же размерами характеризуются складки меридионального простирания, протягивающиеся вдоль западного края глубоководной части южной впадины Каспия и являю-

щиеся, по всей вероятности, приразломными поднятиями (поднятия им. Везирова, им. Азизбекова, им. Коганова).

Размеры складок в Бакинском архипелаге почти в два раза меньше, чем в зоне поперечной складчатости. Здесь наиболее широко распространены складки длиной от 9—10 до 20—25 км. Ширина складок в Бакинском архипелаге колеблется в пределах 5—6 км. Аналогичными размерами характеризуются складки Нижне-Куринской депрессии. В зоне широтной складчатости складки имеют длину в среднем 10—20 км и ширину 4—6 км.

Как было отмечено выше, в тектонике плиоцен-антропогенных отложений отражены складки различного направления и времени заложения. Складки могут быть подразделены на две большие группы: складки, развитие которых продолжается, и погребенные поднятия, рост которых резко замедлился в верхнем плиоцене и прекратился в антропогене. Каждая из выделенных групп характерна для определенной части впадины. К первой группе относятся складки, расположенные в пределах западного шельфа и на его склоне, а также складки, вытянутые цепочкой вдоль как северо-западной, так и юго-восточной краевой полосы глубоководной части южной впадины Каспия (зона поднятия Бакинского архипелага, морское продолжение Нижне-Куринской депрессии и антиклинальная зона Аби́ха).

Погребенными являются подавляющее большинство складок зоны поперечной складчатости, за исключением складок антиклинальной зоны Аби́ха и зоны широтной складчатости, кроме нескольких западных поднятий (им. Мишне, им. Корнева, им. Бабазаде). В зоне поперечной складчатости в четвертичных отложениях, а также местами и в верхнем плиоцене складки выражены весьма слабо. Они более заметными становятся в продуктивной толще и в более древних отложениях. Если крылья складок по подошве четвертичных отложений имеют углы падения 8—10°, а по подошве ачкагыла 12—16°, то в продуктивной толще и в подстилающих отложениях эта величина доходит до 20—27°.

В зоне широтной складчатости, если исключить западную группу антиклиналей, находящихся в зоне торцового сочленения трех складчатых зон (складчатая зона Бакинского архипелага и зоны поперечной и широтной складчатостей) и по своим размерам, а также другим морфологическим признакам больше всего тяготеющих к поднятиям южной части складчатой зоны Бакинского архипелага, то все остальные поднятия (поднятия им. Андрусова, им. Нариманова, им. Костандяна, им. Калицкого, им. Архангельского и др.) в рельефе дна моря почти не выражены. Последние по своим морфологическим признакам больше всего тяготеют к поднятиям, расположенным в пределах восточной шельфовой зоны. В этой зоне в большинстве случаев на сейсмических профилях до глубины 2—2,5 км отсутствуют признаки, указывающие на наличие поднятия. Значительно ниже указанного интервала на глубине примерно 3,5—4 км в подошве четвертичных отложений углы падения крыльев доходят до 8—10°, а в подошве ачкагыла до 14—16°. Ниже, уже в подошве продуктивной толщи и в подстилающих отложениях эта величина достигает 20—25°.

Следует остановиться на одной особенности складок первой группы, т. е. северо-западного — юго-восточного направления, которые по возрасту являются наиболее молодыми. Развитие их идет неравномерно. Наряду со складками, рост которых в антропогене заметно замедлен, встречаются такие, которые в настоящее время развиваются довольно интенсивно, вследствие чего своды их размываются.

Судя по характеру залегания отражающих площадок на отдельных сейсмических профилях, можно сделать заключение о том, что мо-

лодая складчатость на западном борту южной впадины Каспия не распространяется на большую глубину и охватывает толщу пород плиоцен-антропогена и верхнюю часть палеоген-миоценового комплекса, поскольку в замковых частях ряда поднятий антиклинальный перегиб слоев намечается до глубины порядка 6—7 км, а далее вниз характер дислокации пластов меняется.

Аналогичное несовпадение хорошо выражено в пределах отдельных антиклинальных складок, расположенных в зоне стыка складчатостей северо-западного — юго-восточного и широтного направлений. Здесь изменение в условиях залегания отражающих площадок на сейсмических профилях происходит на глубинах порядка от 5 до 7 км, стратиграфически отвечающих в одних случаях подошвенной части продуктивной толщи, в других — верхней части более древних отложений.

Таким образом, план складчатости плиоцен-антропогеновых отложений в южной впадине Каспийского моря следует рассматривать как следствие сложного соотношения новообразований с древними тектоническими элементами. Это означает, что рассматриваемая область как обширная и глубокая депрессия, возникшая в недавнем прошлом, возможно в неогене (Хайн, 1958) имеет наложенный характер.

Из-за отсутствия достоверных данных не может быть датирован возраст складчатости различного направления. Однако можно сделать предварительные выводы об их соотношении во времени. В частности, северо-западная — юго-восточная виргация связана с наиболее молодыми движениями альпийского цикла тектогенеза. По сравнению с ней более древней является складчатость северо-восточного — юго-западного направления и наиболее древней — широтная складчатость.

Как надо полагать, сопряжение виргаций складчатости различного направления происходит по разрывам, которые затухают в отложениях антропогена, мощность которых местами доходит до 3 км.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Анализ геологического строения Азербайджана показывает, что выделенные в его пределах крупные тектонические единицы (мегаантиклинории Большого и Малого Кавказа и разделяющий их Куринский мегасинклинорий), а в некоторых случаях и осложняющие их протяженные структурно-фациальные зоны обладают индивидуальным развитием. Эти различия прежде всего выражаются своеобразием тектонического режима, структурных особенностей, набора формаций, размещения магматических тел, локализации рудных и нерудных полезных ископаемых и газонефтеносных толщ. Резкие изменения характера строения фациально-тектонических зон и мегаструктур поперек складчатой системы несомненно связаны с глыбовым строением Азербайджана. Все это показывает, что доальпийский фундамент последнего расколот на отдельные блоки, которые в течение всего альпийского цикла или отдельных его стадий были ограничены разломами (швами) глубокого заложения и испытывали интенсивные дифференциальные движения, предопределяя современную структуру области.

Доминирующими разломами в Азербайджане являются продольные субширотного ошекавказского простирания, которые в значительной мере затушевывают проявление поперечных близдолготных разломов. Ныне наблюдаемые разломы глубокого заложения имеют значительную протяженность и, простираясь в основном с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад, пересекают всю территорию республики (рис. 36). Многие разломы, имевшие существенное значение в ранних и средних этапах развития области, на поздних этапах не

проявляются. Наличие последних восстанавливается по характеру складчатых структур, по распределению магматических тел, а также по материалам геофизических исследований. В целом глубинные разломы Азербайджана изучены еще недостаточно. Несомненным является однако то, что подвижками по ним обусловлено возникновение южнее эпигерцинской платформы мио- и эвгеосинклинальной систем Большого и Малого Кавказа и гетерогенная структура доальпийского фундамента.

Э. Ш. Шихалибейли (1964) предложил классифицировать глубинные разломы Кавказа и в том числе Азербайджана по характеру рас-

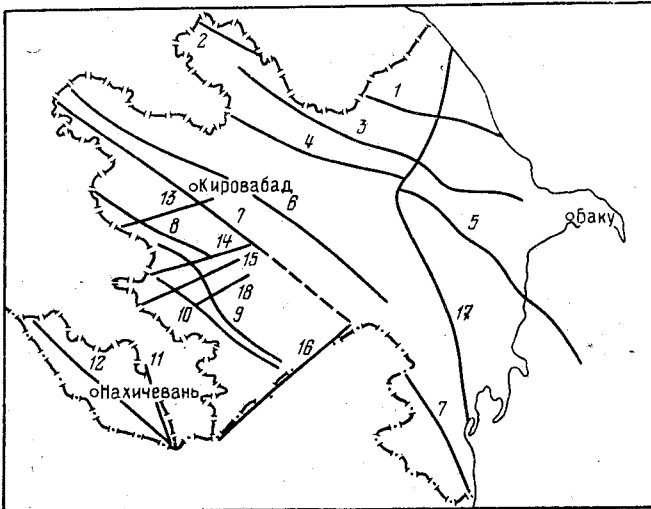


Рис. 36. Схема расположения глубинных разломов Азербайджана

1 — Сиазанский; 2 — Главнокавказский; 3 — Кайнарско-Зангинский; 4 — Северо-Аджиноурский; 5 — Аджичай—Алятский; 6 — Куринский; 7 — Предмалокавказский; 8 — Мровдагский; 9 — Карабахский; 10 — Башлыбельский; 11 — Анкаван-Сюнжский; 12 — Нахичеванский. Поперечные: 13 — Хандар-Хачбулакский; 14 — Мровдаг-Зодский; 15 — Тертерский; 16 — Нижне-Араксинский; 17 — Западно-Каспийский; 18 — Хачинчайский

положения и длительности развития на краевые, межглыбовые и граничные разломы длительного, сквозного, раннего, позднего и полного развития. Сеть глубинных разломов сгущается в пределах поперечных поднятий Кавказского перешейка и расходится в зонах поперечных прогибов. Так, восточнее высокоприподнятого Транскавказского (Ставрополь-Казбек-Дзирульский массив — Артвин) поперечного выступа одновременно с исчезновением или ослаблением роли поперечных происходит зарождение новых пучкообразно ветвящихся продольных разломов, которые с приближением к погребенному Западно-Каспийскому поперечному поднятию (юго-восточное окончание Кавказского перешейка) сгущаются, а некоторые даже затухают и здесь же появляются новые разломы, но уже иного направления — поперечного, имеющие существенное значение в структуре области.

Махачкалинско-Красноводская (Средне-Каспийская) зона глубинных разломов. По данным геофизических исследований (Борисов, 1967), установлено, что Предкавказский краевой прогиб в пределах Каспийского моря представлен своим платформенным склоном и приосевой частью, которым соответствует депрессия силы тяжести. Последней соответствует уступ, отделяющий Средне-Каспийский свод эпигерцинской платформы от Южно-Каспийской впадины.

Таким образом, выделяется полоса гравитационных депрессий, прослеживаемая из Предкавказья через акваторию Каспия и далее вдоль северного подножия Копетдага. На всем протяжении эта зона депрессий силы тяжести располагается вдоль полосы над- и приразломных структур Тырнаузско-Каспийско-Туркменской системы разломов, параллельна ей и приурочена к самой внешней, тектонически наиболее активной окраинной зоне альпийского геосинклинального пояса. В пределах Каспия и Закаспия вдоль этого разлома приподнят северный (платформенный) блок и глубоко погружен южный (геосинклиналиный). Здесь амплитуда смещения по поверхности Мохо и фундамента местами превышает 15 км (Борисов, 1967). Э. Ш. Шихалибеги (1964₁) предложил отнести данную зону на северо-западе в Предкавказье к краевым глубинным разломам длительного развития.

Сиазанский разлом. На северо-востоке, вдоль северного интенсивно складчатого крыла мегантиклинория Большого Кавказа от р. Усучай до Каспийского моря вдоль северо-восточного крыла Шахдагско-Хизинского синклинория и Тенгинско-Бешбармакского антиклинория протягивается система кулисообразно расположенных разломов, получивших наименование Казмакрызского (Крызского) и Сиазанского надвигов. Региональное значение этой шовной зоны было установлено В. Е. Ханым (1945). На северо-западе в бассейне р. Самур по этому крупному и пологому разлому титон-неокомские известняки Шахдагского синклинория надвинуты на систему интенсивной опрокинутой складчатости неокома — понта севернее расположенной Судурской зоны. Восточнее, в бассейнах Чагаджукчая, Вельвелячая и до берега моря, таким ограничением служит надвиг меловых отложений на смежные с севера третичные породы.

На территории Азербайджана он разграничивает зоны интенсивного воздымания и прогибания, окончательно обособившиеся в течение орогенной стадии развития Большого Кавказа. На более раннем этапе развития этот надвиг служил шовной зоной, ограничивающей с севера сводовое поднятие, фиксируемое в современной структуре выходами на поверхность мезозоя. В связи с этим не приходится сомневаться в длительности подвижек по этому надвигу.

Первоначальная стадия формирования Сиазанского разлома фиксируется к западу от Тагерджалчая на территории Дагестана, где он выражен в виде крутопадающего нарушения с падением поверхности смещения на юг, совпадающей с осевой плоскостью антиклинали, сложенной в ядре доверхнеюрскими образованиями. Предорогенная стадия его развития устанавливается в междуречье Тагерджалчая и Вельвелячая, где отмечается его постепенное превращение в надвиг в приповерхностной зоне. Восточнее Вельвелячая амплитуда горизонтального перекрытия по надвигу резко возрастает, а перекрытие мелом и палеогеном олигоценовых и миоценовых образований ясно свидетельствует об орогенном этапе формирования горизонтального колена надвига.

Шовный характер Крызского надвига четко рисуется благодаря его разветвлению в междуречье Кусарчая и Кудиалчая. Его южная ветвь, представленная Будугским разломом (западнее Вельвелячая) и Карабулагским надвигом (восточнее Вельвелячая), служит фактически южной границей краевой геосинклиналиной структуры, каковую, начиная с поздней юры, представляет Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий. Крызско-Сиазанское и Будугско-Карабулагское нарушения или вернее подвижки по ним создают благоприятные условия для обособления вдоль осевой полосы ранней антиклинали срединной синклинали, выполнение которой в поздней юре представлено рифовыми ко-

ралловыми известняками в отличие от флишевых образований, развитых южнее, в Хизинском прогибе.

Полоса антиклинория, ограниченная указанными нарушениями в меловое время, представляла собой либо цепочку островов, либо подводную кордильеру с сокращенными мощностями верхнемелового преимущественно груботерригенного флиша, развитого на отдельных наиболее прогнутых участках срединной синклинали.

Сиазанский разлом хорошо изучен и геофизическими методами: на северо-западе он трассируется вдоль линии, разделяющей Восточно-Кавказский гравитационный максимум и Дагестанский минимум силы тяжести. Таким образом, Сиазанский разлом можно отнести к межглыбовым разломам позднего этапа развития.

Главнокавказский разлом глубокого заложения. Вдоль осевой полосы мегантиклинория Большого Кавказа проходит мощная зона глубинного разлома, вдоль которого кристаллические сланцы ядра его приведены в тектонический контакт с нижеюрскими сланцами южного склона. Таким образом, древний субстрат Кавказа, по-видимому, подвергся резкому смещению. Восточнее Казбекского поперечного разлома, вдоль осевой полосы мегантиклинория выступают интенсивно дислоцированные и динамометаморфизованные нижеюрские аспидные сланцы, которые вдоль системы разломов чешуйчатого надвинуты на среднеюрские отложения южного склона. Эта зона разломов, отделяющая центральное поднятие Главного хребта от его опущенного южного склона, на отдельных его участках именуется различно: Адайкомским, Казбекским, Главнокавказским, Малкамудским надвигами, которые, кулисообразно подставляя друг друга в юго-восточном направлении, прослеживаются до Каспийского моря на востоке и именуются Главнокавказским разломом. В пределах Азербайджана и смежной области Дагестана Главнокавказский разлом (надвиг) состоит из нескольких ветвей, осложняющих строение Центрального (Тфанского) антиклинория, сложенного досреднеюрскими образованиями. Восточнее горы Бабадаг эта система разломов прослеживается в ядре Каджинского поднятия по ущельям Хатадере и Истисудере. Восточное и юго-восточное продолжения данной зоны разломов можно видеть вдоль южного крыла Каджинского поднятия в истоках рек Гильгинчай и Кызылказмачай, где отложения аалена надвинуты на валанжинские известняки, а еще южнее последние надвинуты на глины готерива-баррема. Восточнее наблюдается резкое сокращение амплитуды разрывов и их затухание. Наличие на западе вдоль этого разлома ряда неинтрузий, диабазового пояса, значительных во времени и пространстве перемещений масс, интенсивного динамометаморфизма пород, термальных источников и рудных месторождений свидетельствует о глубокой раздробленности субстрата.

Таким образом, описываемая зона разломов, заложившись на западе в каледоно-герцинском этапе, интенсивно проявилась в альпийском этапе и не прекратила своего развития и в настоящее время, являясь осевым глубинным разломом Кавказа. О послескладчатых движениях вдоль зоны разлома свидетельствует не только чешуйчатое надвижение досреднеюрских образований осевой полосы антиклинория на более молодые образования зоны южного склона Большого Кавказа, но и раздробленность, разлинзовывание и растасканность рудных залежей, а также приуроченность к этой зоне на западе ряда плиоценовых трещинных интрузий дацитов и альбитофиров. Эти данные дают основание отнести эту зону к граничным глубинным разломам сквозного длительного развития (Шихалибейли, 1964).

Кайнарско-Зангинская зона разломов. Кайнарско-Зангинская зона, начиная с нижнего течения р. Мазымчай и восточнее, разделяет две фациально-тектонические зоны Большого Кавказа: флишевую Закатало-Ковдагскую синклинорию от вулканогенной Кахетинно-Вандамского антиклинория. В междуречье Курмухчая и Вандамчая к ней приурочен узкий протяженный, высокоприподнятый приразломный Дуруджинский антиклинорий, сложенный ааленом. Западным продолжением зоны в пределах Грузии возможно следует считать крупную зону разломов, отделяющую Шовско-Пасанаурскую подзону (Чиауро-Дибрарский синклинорий) от Жинвальско-Гомборской подзоны (Дзау-Кахетинское шовное поднятие). Восточнее горы Шемахи ее продолжением является Герадильский надвиг.

Учитывая протяженность (от Абхазии до Каспия), амплитуду, длительность развития (от юры до миоцена), сейсмоактивность, а также разграничение данной шовной зоной различно построенных фациально-тектонических зон, ее следует считать глубинной, проникающей, очевидно, до кристаллического основания.

Аджичай-Алятская зона разломов простирается вдоль северного обрамления Куруинской впадины и отделяет ее от Кахетинно-Вандамского антиклинория. Западным продолжением ее является Орхевская зона разломов, которая в районе Цители-Цкаро выражена в виде надвига палеогена на отложения сармата и меотиса — плиоцена. Восточнее, в районе Дашюзского хребта, вдоль Орхевской зоны, отложения эоцена (глыбовые конгломераты, брекчии известняков и гравелиты) надвинуты на конгломераты акчагыла. Плоскость надвига падает на северо-восток под углом $25-40^\circ$ при амплитуде 1800—2000 м. В пределах Амирванского хребта надвиг проходит вдоль южных крыльев опрокинутых к югу брахиантиклиналей, сложенных верхним плиоценом. Аджичай-Алятская зона разломов состоит из нескольких ветвей, веерообразно расходящихся в юго-восточном направлении. Сместитель главного южного разрыва имеет крутые углы падения ($70-80^\circ$) и отделяет пологозалегающие отложения палеогена и среднего плиоцена от крутопадающих (80°) на юг верхнеплиоценовых. К зоне разрыва приурочены грязевые вулканы и тектоническая брекчия из обломков пород различного возраста, вплоть до известняков титона. Вертикальная амплитуда Аджичай-Алятского взброса по палеоген-плиоценовым отложениям составляет 1700—2000 м. К. А. Исмаилов и И. С. Гасанов (1966) установили, что Апшероно-Прибалханская зона в современной структуре отделяется от южной котловины Каспия Сангачало-Огурчинским разломом. На суше западным продолжением последнего и служит Аджичай-Алятская зона разломов. Данная зона разломов четко фиксируется и гравиметрически. Южнее разлома протягиваются дифференцированные положительные, а севернее — отрицательные аномалии, которые обусловлены резким различием глубин залегания поверхности доальпийского фундамента. Изучение магнитного поля вдоль разлома также свидетельствует об изменении фации осадков и, очевидно, магнитных свойств фундамента. По данным ГСЗ, на различных отрезках разлома (профили Акстафа — Лагодехи, Шамхор — Алибад, Котурдаг — Талыш и Шахова коса — Бакинский архипелаг) ему отвечает широкая (3—9 км) и глубокая (20—60 км) зона дифракции, или слепая зона, которая делит по вертикали горизонты с разной скоростью прохождения сейсмических волн, включая горизонты с граничной скоростью 7,2—8,2 км/сек, т. е. базальтовый слой. Амплитуда вертикального смещения разлома, по данным ГСЗ, составляет 5—7 км. Глубинность разлома подтверждается макросейсмическими исследованиями.

Данная зона разломов не только разделяет области с противоположными знаками движения в мезо-кайнозое, но и служит путями проникновения магматических масс на дневную поверхность в юре, мелу и палеогене, т. е. отделяет в мезозое Кахетино-Вандамскую эвгеосинклинальную зону Большого Кавказа от Закавказского срединного массива. Об этом свидетельствуют полный мощный разрез юрско-палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений севернее разлома и сокращенные мощности мезозоя, а также отсутствие палеогена и миоцена южнее (скв. Горийская и Джарлинская). Об изменении знака движения по обе стороны разлома в миоплиоцене и об активности его на неотектоническом этапе свидетельствуют такие факты, как минимальные (200—300 м) мощности отложений олигоцена на западе севернее разлома в Алазано-Агричайской депрессии и континентальный характер образований верхнего плиоцена, представляющих весь разрез неогена, тогда как южнее олигоцен-неогеновые отложения развиты полнее, имея 4—5 км мощности. Описываемая зона разломов не утратила своей активности и в современную эпоху, ибо на юго-востоке к ней приурочены цепочка грязевых вулканов и очаги землетрясений.

Куринский разлом прослеживается вдоль осевой полосы антиклинальных поднятий междуречья Акстафачая и Гянджачая, расположенных в долине р. Куры. На поверхности он выражен в виде надвига, плоскость которого падает на север; длина надвига 54 км. По мнению В. Е. Хаина, этот разрыв является отражением глубинного разлома, проходящего вдоль Куры и обуславливающего глубинное опускание мезозоя под мощную толщу майкопа и миоцена, нарастающую здесь третичный разрез. Это подтверждается и гравиметрией, ибо в этой полосе происходит переход от положительных аномалий Предмалокавказского прогиба к отрицательным аномалиям Куринской впадины. Юго-восточнее, в виду отсутствия отложений коренных пород, прослеживание разлома затруднено. Тем не менее строго линейное расположение долины р. Куры на отрезке от ст. Евлах до слияния рр. Куры и Аракса наводит на мысль о наличии на глубине разлома. Подтверждением этому могут, по-видимому, служить геологические разрезы земной коры, составленные Р. М. Гаджиевым (1965). Во всех этих профилях граничные слои со скоростью 6,3 и 7,1 км/сек прохождения сейсмических волн под долиной р. Куры вырисовывают депрессию, названную Р. М. Гаджиевым Чатминской мезозойской депрессией, которая несколько севернее ограничивается так называемым Эльдарским выступом кристаллического фундамента. Надо полагать, что к границе этих глубинных структур и приурочен Куринский разлом.

Предмалокавказский разлом был выявлен работами Э. Ш. Шихалибейли в 1958 г. в междуречье Шамхорчая и Кошкарчая, где отложения нижнего байоса приведены в тектонический контакт с нижнесенонскими отложениями южного крыла Предмалокавказского прогиба. Здесь вдоль северной бровки Нузгерского плато проходит крупное сбросовое нарушение, вдоль которого нижнебайосская вулканогенная толща опущена под меловые отложения, а висячее крыло на всем протяжении высоко приподнято, создавая в рельефе отвесный скалистый выступ в 1000—1100 м. Здесь опущенное крыло сброса создает ступенчато расположенные структурные элементы, осложненные уже в зоне меловой моноклинали пологими перегибами. На восточном продолжении сброса, за р. Кошкарчай, развиты мощные континентальные отложения и очень возможно, что выходы гранитоидных интрузий Кызылчая и Учтапа у г. Кировабада связаны с этим сбросом. Северо-западнее продолжение сброса также замаскировано более молодыми образованиями, но возможно, что выходы метаморфизованных, гофриро-

ванных и плоччатых туффитов нижнего сенона у ст. Ковляр, выходы гранитоидных интрузий с сс. Ноемберян, Қохб (Армения) и Садахло (Грузия) расположены вдоль этой зоны разломов. Западным продолжением последней служит крупный разлом, проходящий вдоль северо-западного крыла Локского антиклинория и на юго-западе уходящий под лавовые покровы Ахалкалакского нагорья. Данные бурения и геофизических исследований указывают на погребенное продолжение ее в юго-восточном направлении южнее линии, соединяющей гг. Барда, Агджабеды, Ждановск и далее, вдоль крыла Предталышского прогиба. Эта линия соответствует границе выклинивания тортона и сармата на юго-западе, резкому возрастанию мощностей плиоцена и убыванию значений силы тяжести. Севернее этой линии вырисовывается глубокая депрессия, отделенная от подземного склона Малого Кавказа флексурой или разломом глубокого заложения, проникающим в глубь мантии.

Из изложенного видно, что эта древняя, в значительной мере замаскированная зона разлома, видимо, возникла в доальпийском этапе и активизировалась в мезозое и позже. В целом этот граничный региональный разлом отделяет разновозрастные фациально-тектонические зоны и имеет важное значение в создании их структурно-морфологических особенностей.

Севано-Карабахская зона разломов, имея ширину от 20 до 40—50 км, она занимает всю внутреннюю насыщенную гипербазитами область Малого Кавказа, выделенную Э. Ш. Шихалибеги под тем же наименованием. Это одна из наиболее протяженных и крупных зон разломов Передней Азии.

В пределах азербайджанской части Малого Кавказа эта зона разломов восточнее Мисхано-Шамхорского поперечного поднятия, пучкообразно разветвляясь, распадается на несколько ветвей, являющихся разграничительными шовными линиями крупных положительных (горст-антиклинорий) и отрицательных (грабен-синклинорий) структур, фациально-литологических зон и областей распространения магматических масс. Данная зона разломов состоит из Мровдагского, Карабахского и Лачин-Башлыбельского разломов глубокого заложения.

Мровдагский глубинный разлом в современной структуре области представлен четко выраженным надвигом; являясь крайней северо-западной границей описываемой зоны разломов, он в то же время служит границей распространения офиолитовой формации и Севано-Карабахской тектонической зоны. Надвиг впервые был установлен и изучен К. Н. Паффенгольцем (1929), который считает, что он с перерывами протягивается из Турции к южным окраинам Ахалкалакского нагорья и далее на восток непрерывно до р. Аракс. От вершины горы Мровдаг надвиг смещен по косому северо-восточному сбросу к юго-западу, переходя на южный склон Карабахского хребта. Л. Н. Леонтьев (1949_{1, 2}) считает, что здесь нет единого надвига, а имеется ряд изолированных, не находящихся на одном простирании кулисообразно замещающихся разрывов, приуроченных к крыльям частных поднятий. Западнее верховьев р. Шамхорчай В. Н. Абдуллаев проводит этот надвиг по линии тектонического контакта батских и верхнеюрских отложений Дашкесанского синклинория с эоценовыми отложениями Шахдагского синклинория через сс. Калакенд, Арыгыран в верховьях р. Дзегамчай и далее к северным склонам Мургузского хребта. Западнее р. Шамхорчай данная структура, сохраняя шовный характер, морфологически выражается в виде сброса, разделяющего Дашкесанский и Шахдагский синклинории. Начиная с р. Шамхорчай и до вершины горы Гямыш надвигом срезается осевая полоса Мровдагского антиклинория, в результате чего юго-западное крыло последнего глубоко

опущено под меловые и эоценовые отложения. Восточнее надвигом срезаются юго-западное крыло антиклинория, при этом отложения байоса южного крыла последнего надвинуты на меловые отложения Тоурагачайского синклинория. Максимальная амплитуда надвига не превышает 4,5—5 км. Зоне Мровдагского надвига соответствует гравиметрическая ступень, четко прослеживаемая от верховьев р. Шамхорчай в юго-восточном направлении к с. Атерк. Резкий поворот ступени начинается с верховьев р. Тоурагачай и ему соответствует изменение простирания надвига на юго-юго-восточное. Восточнее продолжается надвига уже в качестве сбросового нарушения наблюдается вдоль юго-западного крыла Агдамского антиклинория почти до р. Аракс.

Карабахский глубинный разлом также является шовной линией, ибо отделяет насыщенный ультраосновными, средними и кислыми интрузиями Сарыбабинский синклинорий, сложенный меловыми и палеогеновыми отложениями от Карабахского антиклинория, сложенного средней и верхней юрой. В современной структуре этот разлом представлен надвигом, протягивающимся от района с. Красносельск в Армении, вдоль северо-восточных склонов Шахдагского хребта к вершине горы Гиналдаг, в среднем течении р. Левчай и далее, вдоль юго-западного склона Карабахского хребта, через гору Мухранес на юго-востоке к левобережью р. Аракс. На всем протяжении им приведены в тектонический контакт отложения бата Карабахского антиклинория с альбом, сеноманом, нижним и верхним сеноном, а также палеогеном Сарыбабинского синклинория. Амплитуда надвига изменчива и колеблется от 500 до 2500 м. Общее простирание антиклинория, а равно и взбросо-надвиговой зоны не совпадает с простиранием составляющих его складчатых структур. Однако простирание последних параллельно таковым сбросовых нарушений, отходящих от зоны взбросо-надвига как в сторону антиклинория, так и в сторону смежного Сарыбабинского синклинория и примечательно, что простирание сбросо-надвига совпадает с простиранием складчатых структур последнего. Несовпадение простираний надвиговой зоны и складчатых структур антиклинория в основном наблюдается в восточной части последнего. Все это указывает на единство направления складчатости домелового цикла осадконакопления как в пределах Карабахского антиклинория, так и Сарыбабинского синклинория. Изменение плана складчатости в пределах синклинория произошло после верхней юры, и осадки мела были смяты в складки в направлении, параллельном простиранию надвиговой зоны (т. е. зародышу надвига, или флекуре). Разрывные же нарушения, простирающиеся параллельно юрским структурам возникли позже и, видимо, имеют миоплиоценовый возраст (скорее, послеоценовый). Доказательством заложения Карабахского взбросо-надвига как ветви глубинного разлома в батское время, а быть может значительно раньше, служит то, что центры излияния батских вулканов ныне расположены вдоль надвиговой зоны. Надвиговая зона на двух участках упирается в Тертерский и Хачинчайский поперечные сбросы, которыми она смещена на значительное расстояние. Это дает основание утверждать, что поперечные сбросы являются древними структурами и возникли в домеловое время.

Лачин-Башлыбельский разлом глубокого заложения, являясь южным контуром зоны распространения офиолитовой формации, в то же время разграничивает Севано-Карабахскую и Мисхано-Кафанскую тектонические зоны. Он протягивается от с. Севан через сс. Басаркечар — Нижний Истису — Башлыбель — гору Сарыбаба до с. Джебраил на левобережье р. Аракс. Протяженность разлома 150—160 км. Вдоль него произошло опускание Сарыбабинского син-

клинория, внедрение офиолитовой формации, тектоническое сопряжение верхнемеловых отложений последнего со средне- и верхнеюрскими отложениями приразломного Лачинского антиклинория, изменение характера нижнесенонского вулканизма с переходом его в осадочно-туфогенную и карбонатную фации, выклинивание последней в Гочасском синклинории, интенсивный эоценовый и миоплиоценовый магматизм на западе и внедрение полифазной лентовидной Шальва-Лачинской гранитной интрузии верхнеюрско-послеэоценового возраста (протяженность свыше 60 км, а с апофизами — около 100 км).

Западнее верховьев Шальвачая разлом распознается как по резкому тектоническому контакту разновозрастных толщ и интрузий, так и по гидротермально измененным породам, по выходам субвулканических интрузий (кислого состава) палеогенового, миоплиоценового и антропогенного возраста.

Как было отмечено, описанные разломы (Мровдагский, Карабахский и Лачин-Башлыбельский) являются ветвями Севано-Карабахской шовной зоны, благодаря чему ограниченная ими складчатая структура того же наименования интенсивно раздроблена и имеет блоковое строение. Данная шовная зона возникла на северной окраине высокоприподнятого и впоследствии раздробленного докембрийского основания центральной части Малого Кавказа, ныне перекрытого позднемеловыми палеогеновыми и неоген-антропогенными образованиями. Западным ее продолжением в восточной Турции, вероятно, служит северная ветвь Северо-Анатолийского разлома, которая протягивается от Эрзинджана к с. Тортун-Геле. Этот Северо-Анатолийский разлом, имея в Турции протяженность около 1400 км, располагается южнее Понтийских гор и всюду с севера ограничивает срединные массивы: Киршехерский, Мендересский, Эгейский, а на Балканском полуострове и Родопский массив. Восточнее р. Аракс данная шовная зона погружается под мощные неоген-антропогенные отложения и, по-видимому, затухает. Из изложенного видно, что эта огромная шовная зона — линеамент, возникнув во внутренней части альпийской геосинклинали, не только значительно повлияла на ее развитие, но и, возможно, обусловила ее возникновение вообще.

Мы рассматриваем Севано-Карабахскую шовную зону как граничный глубинный разлом полного цикла развития, принадлежащий к фемическим (Радкевич, 1960) разновидностям глубинных разломов.

Анкаван-Сюникский разлом разделяет Мисхано-Кафанскую и Араксинскую зоны Малого Кавказа. Разлом, располагаясь в основном в Армении, на юго-востоке проходит почти вдоль границы Нахичеванской АССР и Армении, т. е. вдоль водораздела Зангезурского хребта. На юго-востоке он отделяет средне-верхнеюрские и ниже-верхнеюрские отложения Кафанского антиклинория от эопалеозоя, девона, перми, верхнего мела и нижнего и среднего эоцена Зангезурского антиклинория. На поверхности эта шовная зона выражена двумя крупными разломами: Хуступ-Гиратахским и Таштунским (Дебаклинским). Первый, являясь крутым надвигом, разделяет вышеуказанные складчатые структуры и протягивается от района с. Шишкерт на левом берегу р. Аракс до с. Сисиан. Второй же в виде сброса сечет Мегринский интрузив. К зоне разлома приурочена крупная гравиметрическая ступень, интрузивный и эффузивный магматизм, ряд крупных месторождений металлических полезных ископаемых, а также очаги современных землетрясений и плиоцен-антропогенных вулканов. Западнее с. Сисиан Анкаван-Сюникский разлом проводится по разному, но ныне А. А. Габриелян его проводит через сс. Базарчай, Джермук, Мартуни, Раздан и далее, и так же, как и мы, считает его вероятной границей распро-

странения палеозойских и триасовых отложений на северо-востоке и одновременно границей эвгеосинклинальной области Малого Кавказа на юго-западе.

Нахичеванский разлом, по данным Ш. А. Азизбекова, прослеживается вдоль северного борта Нахичеванской наложенной мульды у стыка ее на северо-западе с Шарурским антиклинорием. Вдоль него приведены в тектонический контакт отложения позднего мела — эоцена и олигоцена — нижнего плиоцена, а в западной части мульды (Азнабюрт — Садарак) отложения девона — триаса надвинуты на верхнеолигоцен-миоценовые отложения. Западным продолжением данного разлома в Армении служит Паркар-Енгиджинский разлом, который протягивается в пределы Турции. В восточной части Араксинской зоны он отчетливо прослеживается в теле Мегри-Ордубадского батолита, где контролирует внедрение его интрузивов (адамеллитов и граносиенитов). На юго-востоке он переходит на территорию Ирана, где к его зоне приурочены эоцен-олигоценные кислые интрузивы. К зоне разлома в пределах Нахичеванской АССР приурочен раннеплиоценовый вулканизм в жерловой фации (экструзивы, некки и купола). Видимо, субвулканические образования (дациты и андезиты-дациты) нижнеплиоценового возраста, широко развитые в пределах Парадашского прогиба и Даррыдагского поднятия Ордубадского синклинория и в прибортовой зоне Нахичеванской мульды, следует связывать с ветвями Нахичеванского разлома.

Кроме описанных продольных разломов глубокого заложения, в пределах Азербайджана выявлены поперечные северо-восточные разломы и флексуры, имеющие существенное значение в структуре области.

На Кавказе давно были отмечены поперечные структуры, причем особенно большое значение придается поперечному поднятию Ставрополь — Артвин и Транскавказскому глубинному разлому или флексурному изгибу слоев. О поперечных поднятиях и прогибах в структуре Кавказа писали М. М. Тетяев, Н. С. Шатский, В. Е. Хаин (1949₁) и др. Об антикавказских дислокациях на Кавказе в ряде работ писали М. А. Кашкай и Г. П. Тамразян (1967). Еще в 1960 г. Г. П. Тамразян описал Восточно-Кавказский (Аджикабул-Мардакянский) поперечный глубинный разрыв, Э. Ш. Шихалибейли (1962, 1966) выделил на Малом Кавказе поперечные поднятия, прогибы, разломы, флексуры и др. Большое внимание поперечной (меридиональной) герцинской складчатости в структуре Турции, Ирана и Афганистана уделяли Э. Парержас, И. Шредер, Р. Фюрон и др.

Если в пределах мегантиклинориев Большого и Малого Кавказа и особенно их крыльев по многим признакам (наличие сбросов, изменение фаций и мощностей осадков, магматизм, характер складчатости и др.) удастся установить наличие поперечных разрывов и флексур, то их проявление очень трудно обнаружить в пределах Куринского межгорного прогиба. Между тем уже давно В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952) и позже М. С. Абакелия по гравиметрическим данным указывали, что кристаллический фундамент Куринского межгорного прогиба имеет ступенчатое (уступообразное) строение с расположением поперечно ориентированных ступеней вдоль восточных ограничений Дзиркульского массива и Кюрдамирского «моста» между ними.

Детальное изучение современной структуры Малого Кавказа показывает, что поперечные разрывные нарушения и флексуры глубокого заложения, возникнув в основном на периклинальных замыканиях крупных юрских поднятий (Шамхорского, Мровдагского, Карабахского, Лачинского и Кафанского), пересекают складчатую систему и по про-

стиранию последней ступенчато опускают один и приподнимают другие блоки, создавая тем самым в более высоких структурных этажах волнообразные поперечные поднятия и прогибы, улавливаемые лишь при анализе фаций и мощностей отложений. Хорошо выявляются эти структуры и нарушения в раннеальпийском структурном этаже вдоль северной, внешней рамы складчатой системы, где ими обусловлены изменения простираний антиклинориев и подчиненных им синклинориев, вулканическая деятельность, внедрение плагиогранитных интрузий, возникновение наложенных поперечных меловых прогибов (Казахский, Агджакентский, Мардакертский, Нижнеараксинский и др.), поперечная складчатость, а также заложение древней гидрографической сети. В центральной части Малого Кавказа ими обусловлены образование наложенных палеогеновых мульд, поперечная складчатость и палеоген-плиоценовый вулканизм. В пределах же азербайджанской части Большого Кавказа описываемые структуры улавливаются с трудом.

ПОПЕРЕЧНЫЕ РАЗЛОМЫ И ФЛЕКСУРЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Иджеван-Казахская система разломов. В создании Казахского прогиба и в превращении его в остаточный синклинорий важную роль сыграли многочисленные разрывные нарушения меридионального простирания. Наиболее крупными из них являются выделенные А. Т. Асланяном (1958) Агдан-Ривазлинский, Ахумский, Нижне-Агданский и другие сбросы, которые, имея амплитуду смещения от 200—500 до 800—1000 м, простираются в северо-восточном направлении на десятки километров. В южной части прогиба по этим сбросовым нарушениям приведены в тектонический контакт отложения верхней юры и мела, а на северо-востоке, там, где они замаскированы более молодыми образованиями, к ним приурочены центры излияний лав, субинтрузивы, экструзии, жильные дериваты и рудные тела палеогенового и миоплиоценового времени.

Благодаря Агдан-Ривазлинскому и Нижне-Агданскому сбросам, прослеживающимся по правому и левому берегам р. Акстафачай, синклинорий имеет характер грабена. Надо полагать, что эти сбросовые нарушения являются ожившими ветвями более древнего ныне замаскированного мезо-кайнозойскими отложениями разлома (Раздан-Акстафинский, по В. Е. Хаину), протягивающегося из Куринского межгорного прогиба в юго-западном направлении к западным окраинам оз. Севан и далее на юг.

Ханлар-Хачбулакская флексура, или погребенный разлом глубокого заложения. Как известно, Дашкесанский синклинорий расположен между Шамхорским и Мровдагским антиклинориями и простирается в общекавказском направлении. Восточнее данной флексуры, в междуречье Кошкарчай и Карачай, он, разбиваясь на несколько поперечных структур, окаймляет с востока как Шамхорский антиклинорий, так и восточнее расположенные Пантдагское и Гекгельское поднятия. Ханлар-Хачбулакская флексура способствует крутому и прямолинейному погружению Шамхорского антиклинория на левом берегу р. Кошкарчай, Мровдагского антиклинория в верховьях правых притоков р. Шамхорчай, резкому погружению меловых отложений Шахдагского синклинория под мощные (2000 м) эоценовые образования и быстрому наращиванию мощностей мальма в Дашкесанском синклинории у с. Кабахтапа. Все это, а также изменение простирания Дашкесанского синклинория на северо-восточное и погружение его Гянджчайской ветви в этом направлении по долине р. Гянджачай, ответственное изменение направления Дашкесанского интрузива и ори-

ентировка длинной оси Зурнабадского интрузива, а также наличие в основном только в долине р. Гянджачай мощной вулканогенной толщи нижнего сенона позволили Э. Ш. Шихалибейли (1966) наметить, начиная с Шахдагского хребта, в районе верховьев р. Шамхорчай и севернее, через Хачбулаг-Дашкесан—Зурнабад-Ханлар, флексурный изгиб слоев (или погребенный разлом глубокого заложения). Эта флексура, возникнув в раннеальпийском этапе (в бате) как разлом, участвовала в дроблении первоначально единой Шамхор-Гекгельской геоантиклинали, служила западной границей Мровдагского прогиба, проводником кимериджского вулканизма, зоной внедрения Дашкесан-Зурнабадского интрузива, основой заложения Гянджачайского прогиба, проводником раннесенонского вулканизма в последнем и, наконец, являлась границей распространения эоценовых морей и зоны максимального накопления их осадков в Шахдагском прогибе и т. д.

Мровдаг-Зодский поперечный разлом, или флексурный изгиб слоев. Начиная с северо-восточного периклинального замыкания Мровдагского антиклинория, через вершину горы Мровдаг в юго-западном направлении к верховьям р. Тоурагачай протягивается система поперечно ориентированных разломов, обусловивших ступенчатое опускание юго-восточного, обращенного к р. Тертер, крыла антиклинория и приведших в тектонический контакт отложения нижнего байоса привершинной части хребта с верхнебатскими отложениями опущенного крыла. К этой системе приурочены не только выходы интрузивных пород, но и дугообразный поворот всей складчатой системы с общекавказского простириания на северо-восточное. Все это, а также смещение этой системы разломов в зоне Мровдага северо-западными разломами и надвигом свидетельствует о древности первых. В верховьях р. Тоурагачай, у оз. Карагель, этот разлом, срезаясь Мровдагским надвигом, перекрывается меловыми отложениями Тоургачайского синклинория, но несколько южнее, в верховьях р. Мейданчай, им круто срезана и опущена под нижнесенонские отложения бассейна р. Тоурагачай крупная и протяженная чешуйчато-надвиговая структура Сузлухского хребта. Здесь отложения титона — валанжина не только надвинуты на отложения нижнего сенона указанного хребта, но и участвуют в строении интенсивно сжатой и опрокинутой на юг структуры, по морфологии приближающейся к тектоническим покровам. Юго-западное продолжение разлома (флексуры) прослеживается вдоль р. Мейданчай до р. Левчай, где им ограничены и круто опущены юрские отложения периклинальной части Карабахского антиклинория. На продолжении этой флексуры находится наиболее узкая и опущенная часть Чичаклинской синклинали, выполненная сеноном и эоценом, а также группа Джамиллинских лакколлитов, протягивающихся до Зодского перевала.

Описываемая система сбросовых нарушений от вершины горы Мровдаг прослеживается далеко в северо-восточном направлении к предгорьям Малого Кавказа и в междуречье Инджачая и Тертера уже в виде флексуры ограничивает с востока не только Агджакендский синклинорий, но и приподнятую Нафталанскую зону с выходом на поверхность палеогена, который быстро погружается восточнее р. Инджачай, а майкопские отложения Мирбаширской структуры, переклинально замыкая антиклинорий, меняют свое простириание на северо-восточное. Не случайным надо считать то, что восточнее этой зоны погружения резко меняется общий структурный рисунок всего межгорного прогиба; поперечные сечения его западнее и восточнее этой зоны флексуры не совпадают. Так, восточнее линии, соединяющей Варташен—Евлах—Мадагаз, севернее Нафталанской зоны складчатые струк-

туры Гедак-Боз, Дуздаг и южные складки Аджиноура испытывают резкое погружение. Аналогичное явление, надо полагать, имеет место и в пределах северных цепей Аджиноура, которые восточнее этой линии сложены более молодыми образованиями, чем на западе. То же можно сказать и в отношении южных структур Вандамского антиклинория, которые погружаются восточнее Варташена по крупному флексурному изгибу слоев у источников Халхал. Наличие обломков докембрийских — палеозойских (?) слюдястых сланцев в отложениях аалена у с. Филифли, видимо, также связано с данной флексурой, значительно приподнявшей доальпийский фундамент этой зоны.

Тетерский поперечный разлом с перерывами хорошо прослеживается вдоль правобережья р. Тертер от нижнего течения ее у с. Мадагиз в юго-западном направлении до с. Чарактар. На этом отрезке он срезает западную часть Мардакертского синклинория и является зоной излияния вулканогенных пород в кимеридже и внедрения Мецшенского интрузива. Несколько юго-западнее благодаря этому разлому отложения бата Агдамского антиклинория правобережья р. Тертер значительно опущены, в результате чего имеет место несоответствие в залегании слоев по обоим берегам реки. Юго-западнее этот разлом, по-видимому, смещен ветвью Мровдагского разлома и потому в меловых отложениях Тоурагачайского синклинория не фиксируется, а элементы его наблюдаются в районе сс. Умутлу и Атерк, где вулканогенный бат правобережья р. Тертер приведен в тектонический контакт с известняками оксфорда левобережья. Начиная с района с. Арутюн Гомер, кварцевые порфиры верхнего байоса правобережья р. Тертер, срезаясь разломом, приведены в тектонический контакт с отложениями бата левобережья. Здесь благодаря опусканию левобережья смещение (горизонтальное) по разлому равно 7 км. Этим в некоторой степени доказывается опускание западного блока, т. е. левобережья р. Тертер, и западного окончания Карабахского антиклинория, также расположенного в левобережье р. Тертер. Юго-западнее этот разлом несколько смещен и опущен Карабахским разломом под меловые отложения Сарыбабинского синклинория. Тем не менее на его продолжении, на правом берегу р. Тертер, восточная центрокираль Чичаклинской (Шахдагской) синклиналильной полосы срезается ветвью этого поперечного разлома, благодаря чему отложения нижнего сенона восточного блока приведены в тектонический контакт с таковыми верхнего сенона западного блока.

Эти данные свидетельствуют о том, что разломом восточный блок приподнят примерно на 800—1000 м. Далее, к юго-западу, на правом берегу р. Тутхун влияние этого разлома сказывается в погружении шарнира Гейдаринской антиклинальной полосы в западном направлении, в смене ее простираения на меридиональное и несоответствии простираений восточнее расположенных структур таковым западных. Наличие флексуры доказывается здесь и выходами многочисленных интрузивных тел кварц-диоритового и габброидного составов, расположенных вдоль линии сс. Отахлар-Абдулла—Ушаги. Юго-западнее, в верховьях р. Тертер, осевая полоса поперечной антиклинали того же наименования вдоль этой реки срезана данной флексурой, явившейся проводником магматических масс в эоцене, и путем внедрения липарит-дацитовой магмы в плиоцене. Об активности и значительной глубине заложения описываемой флексуры (а на глубине — разлома) свидетельствует не только наличие вдоль нее высокотермальных и радиоактивных источников курорта Истису, но и сейсмичность Кельбаджар.

Наличие в районе Истису антикавказских структур впервые было установлено М. А. Кашкаем. Ныне этот исследователь, совместно

с Г. П. Тамразяном, включает данную зону в состав Дагестано-Зангезурского поперечного поднятия (1967), выделяемого по геотермическим признакам. Данный разлом (от Истису до с. Мадагиз) впервые выделен и обоснован Э. Ш. Шихалибейли (1964).

Суммируя изложенное, отметим, что Мровдагским и Тертерским разломами (флексуры) в верхнем структурном этаже долины р. Тертер оконтурен грабенообразно опущенный поперечный прогиб, вызванный мощными вулканогенно-осадочными образованиями мезо-кайнозоя. Юго-западным продолжением этого грабенообразного поперечного прогиба, по-видимому, служит Арпинский прогиб в Армении.

Хачинчайский поперечный разлом глубокого заложения, или флексура, хорошо прослеживается поперек северной внешней рамы складчатой области, где он, рассекая Карабахский антиклинорий, оказывает заметное влияние на характер тектоники севернее и южнее расположенных структур. В зоне Карабахского надвига, на правом берегу р. Хачинчай, еще К. Н. Паффенгольцем был выявлен поперечный разлом, который, рассекая батские отложения Карабахского хребта, сдвинул их на левом берегу реки в северном направлении на 1000 м. К зоне разлома приурочена современная долина р. Хачинчай, в клюзе которой выступает интрузия кварцевого диорита. Ранее предполагалось, что этот разлом молодой, ибо допускалось смещение им Карабахского надвига. В действительности же эта интерпретация неверна. Из изложенного видно, что эти разломы (продольный и поперечный) возникли еще на доальпийском этапе, но активизировались они переменнo, при явном преимуществе продольного разлома. В данном же случае мы имеем торцовое сочленение разломов и приспособление меловых отложений Сарыбабинского синклинория к конфигурации существовавших до этого структур. Хачинчайский разлом, пересекая Карабахский хребет на севере, способствует коленообразному изгибу простираения и расширению поля выходов толщи кварцевых порфи́ров, дроблению среднеюрского структурного этажа Арачадзорской части Мартунинского синклинория в долине р. Хачинчай и смещению его структур. Здесь батские и вышележащие отложения, изгибаясь в северном направлении, создают вдоль разлома коленообразный выступ, и потому кимериджские отложения правобережья приведены в тектонический контакт с отложениями бата левобережья р. Хачинчай. Юго-западное продолжение разлома уже в виде флексуры можно проследить в отложениях мела вдоль Хачинчай-Акеринского водораздела по многочисленным выходам кварцевых диоритов, расположенных цепочкой в меридиональном направлении, и по изгибу простираения слоев. На продолжении этой флексуры на Мыхтеканском хребте имеется система северо-восточных сбросов, благодаря которым западный блок приподнят.

Вышеуказанными поперечными разломами и флексурами описанная область Малого Кавказа осложнена поперечными поднятиями и прогибами. Хотя восточнее разрывные нарушения не удастся выделить, но наличие поперечных изгибов слоев (поднятий и прогибов) указывает на существование в доальпийском фундаменте этой области поперечных разломов, расколовших его на отдельные блоки.

Ни́жне-Араксинский разлом впервые в 1960 г. был выделен Г. П. Тамразяном (1960) под названием Аджакабул-Мардакянского глубинного разрыва (или Восточно-Кавказского). Предположительно он протянут в юго-западном направлении почти до Сирии. Прямых геологических данных, за исключением разобщенности мезозойских структур Малого Кавказа и складчатой области Талыша и наличия между ними поперечной Ни́жне-Араксинской наложенной депрес-

сии, для проведения такого разлома нет. Эти особенности области Э. Ш. Шихалибейли (1967) объясняет наличием погребенного Западно-Каспийского поперечного доальпийского поднятия, расколотого поперечными и продольными разломами. Так что Нижне-Араксинская наложенная депрессия, подобно аналогичным структурам Малого Кавказа (Казахская, Агджакендская и др.), считается надразломной структурой.

Детальные исследования, проведенные А. Мусаевым в 1968 г. в долине р. Аракс, показали, что юго-восточная периклиналь Кафанского брахиантиклинория, сложенная отложениями неокома, пересекается поперечным разломом, простирающимся вдоль правого берега р. Аракс в северо-восточном направлении от устья р. Марданяк до р. Акера на протяжении 30 км, а севернее уходящим под более молодые образования. Зона разлома имеет ширину 3—4 км, состоит из сближенных ступенчатых сбросов, юго-восточные крылья которых круто приподняты по отношению к северо-западным. В ряде мест отложения валанжина приведены в тектонический контакт с барремом (амплитуда до 400—500 м).

В. Е. Хаин (1969) в разграничении Туркмено-Иранского и Кавказско-Восточно-Анатолийского сегментов альпийского пояса большое значение придает Пальмиро-Апшеронскому линеаменту, отделяющему по Нижне-Араксинскому разлому Малый Кавказ от Талыша и Эльбурса и ограничивающему с востока всю систему Большого Кавказа.

Как нам кажется, в настоящее время нет прямых геологических и геофизических данных для прослеживания Нижнеараксинского разлома как к юго-западу, через складчатую систему Малого Кавказа в Сирию, так и в северо-восточном направлении к Куринской депрессии и Апшеронскому полуострову. Тем более, что восток-северо-восточное направление Пальмиро-Апшеронского линеамента наискось сечет простираения Нижне-Араксинского разлома и складчатых структур Малого Кавказа.

Талыш-Вандамский (Кюрдамирский) глубокий разлом выделен по геофизическим данным (В. В. Вебер, В. В. Федьинский (1947), И. О. Цимельзон (1956), Р. М. Гаджиев (1965), А. А. Борисов (1967). Этим разломом впадина Южного Каспия отделена от системы Закавказских впадин. С Талыш-Вандамским гравитационным максимумом совпадают магнитные максимумы, а с ограничивающей его с востока гравитационной ступенью связаны эпицентры землетрясений. По мнению А. А. Борисова (1967), полосе максимумов силы тяжести соответствуют не очень значительный выступ в рельефе поверхности Мохо и обширное поднятие поверхности базальтового слоя, приближающегося здесь к поверхности консолидированной коры. В целом этот разлом соответствует зоне дробления, расплавления и базальтификации всей толщи консолидированной коры. Считают, что с востока зона дробления ограничена ступенью в рельефе фундамента и базальтового слоя, а возможно и поверхности Мохо (Балавадзе, Твалтвадзе и др. 1966).

По мнению А. А. Борисова, на северном продолжении данного разлома происходит замыкание юрских отложений Большого Кавказа, меняется простираение слоев и их геофизическая характеристика, а далее резко обрываются субширотные структуры Дагестанского клина и замыкается область Кавказских гор. Все это дает основание выделить систему разломов вдоль линии Ленкорань—Кюрдамир—Махачкала. Не оспаривая существование этого и других направленных разломов (см. ниже—особенности строения юго-восточного Кавказа), мы все это объясняем существованием поперечного Западно-Каспийского

погребенного поднятия доальпийского фундамента, осложненного продольными и поперечными разломами (Шихалибеги, 1967).

Западно-Каспийский разлом пересекает юго-восточное окончание Большого Кавказа примерно вдоль долин рр. Вельвелячая и Джимичая (северный склон), далее протягивается параллельно нижнему течению р. Куры к заливу Кирова и вдоль берега Каспия. Северное продолжение данного разлома авторы предполагают в Среднем Каспии по наличию здесь гравитационной ступени.

НЕОТЕКТОНИКА

Изучение неотектоники Азербайджана имеет сравнительно недавнюю историю. Как особая тема научных исследований она разрабатывается лишь в последние 10—15 лет. Обширный фактический материал, отражающий новейшую историю тектонического развития Азербайджана, получил лишь частичное обобщение в работах по отдельным крупным морфоструктурным областям.

Анализ фактического материала по истории развития современного рельефа и структурного плана, формирования молодой складчатости, активизации магматического и грязевого вулканизма, увеличения скоростей и градиентов тектонических движений позволяет за неотектонический этап развития территории Азербайджана для депрессионных зон принять позднеплиоцен-антропогенный отрезок геологического времени для горных сооружений — поздний миоцен — антропоген.

Характер и интенсивность проявления новейших движений на территории Азербайджана определяется прежде всего его положением в восточном секторе Кавказского альпийского геосинклинального пояса, для которого характерно наличие структур двух главных направлений: кавказского — близширотного и Каспийского — долготного, которые отличаются по характеру геолого-тектонического развития как на донеотектоническом, так и неотектоническом этапах. Близширотные структуры в течение всего позднеплиоценового — четвертичного этапа испытывали интенсивные дифференцированные поднятия, а долготные — интенсивное прогибание. Этим и объясняются фиксируемые в пределах суши Азербайджана большие градиенты неотектонических движений как в кавказском, так и в антикавказском направлениях.

Наличие поперечного Каспийского прогиба обусловило и некоторые другие особенности крупных морфоструктур Азербайджана. Последние частично отличаются и по характеру строения земной коры. Результаты глубинного сейсмического зондирования в пределах впадины Южного Каспия показали, что она, в отличие от остальных крупных структурных элементов Азербайджана, характеризуется отсутствием или незначительным развитием гранитного слоя. Это отличие, очевидно, играет значительную роль в характере проявления новейших движений в различных структурных областях.

Одной из характерных особенностей проявления новейших движений (Куринская впадина, Кусаро-Дивичинский прогиб и др.) явилась смена знака движений и превращение отдельных частей прогибов в инверсионные поднятия, а поднятий — в наложенные прогибы. Имеющиеся материалы позволили выделить ряд различных по возрасту инверсионных поднятий, где смена знака движений (опусканий—поднятиями) произошла в конце плиоцена, в позднем плиоцене — раннем антропогене, в среднем и позднем антропогене.

Для юго-восточной части Большого Кавказа и восточной части Куринской впадины характерен грязевой вулканизм.

Обобщение данных о новейших тектонических движениях земной коры на территории Азербайджана позволяет выделить в его пределах крупные структурные области, отличающиеся по интенсивности и направленности новейших движений: сводово-глыбовые поднятия Большого Кавказа, Малого Кавказа, Куринский межгорный прогиб и Каспийскую впадину.

Большой Кавказ. В позднем сармате значительная часть юго-восточного Кавказа, за исключением современной водораздельной полосы Главного Кавказского хребта, находилась ниже уровня моря, о чем свидетельствует наличие фаунистически охарактеризованных верхнесарматских отложений в ряде районов (Судурская зона, Прикаспийский район, р. Гирдыманчай). В это время ее абсолютные высоты не превышали 600—800 м. Следовательно, основные движения, которыми создан современный горный рельеф Восточного Кавказа, имели место уже в плиоцен-антропогенное время.

Такие особенности проявления новейших тектонических движений, как контрастность, перестройка структурного плана, а вместе с ними и перестройка гидрогеографической сети и, наконец, образование тектонических покровов, обязаны прежде всего блоковому характеру допозднеплиоценовой структуры с близширотной ориентировкой составляющих ее частных структурных элементов, и наложенному характеру движений неотектонического этапа с близдолготной ориентировкой новообразованных структур. Ранняя блоковая структура определяется такими почти широтноориентированными разломами глубокого заложения, как Казмакрызско-Сиазанский, Халтан-Гермианский и Зангинско-Герадильский надвиги. Линии этих разломов отчетливо выражены в структуре и рельефе, и на новейшем этапе служат границей зон активного воздымания и интенсивного погружения.

Весьма интересен факт различного проявления этих разрывов непосредственно в приповерхностной зоне. К западу от линии, трассируемой вдоль русел Вельвелячай, Джимичай и Гирдыманчай, они фактически представляют собой крутопадающие разломы (сбросы, взбросы), тогда как на востоке они, как правило, выражены в виде довольно пологих надвигов.

Причину этого различия следует искать в подвижках по поперечному Западно-Каспийскому разлому (Хаин и др., 1966), активное проявление которого относится к новейшему этапу. Вызванное этими подвижками опускание восточного блока обусловило трансформацию крутопадающих разломов в пологие надвиги и веерообразный характер строения сводового поднятия. Интенсивное опускание южного крыла восточного блока обусловило значительное перемещение пород мела, палеогена и частично миоцена в южном от полосы Центрального поднятия направления, благодаря чему полоса Аджичайско-Алятского надвига получила исключительно наглядное выражение в рельефе.

Такое сочетание движений близдолготной и близширотной ориентировки в неотектоническое время и определило основные особенности современного рельефа Большого Кавказа. На западе, где структура Большого Кавказа отражена в толще консолидированных пород, наложенный характер движений новейшей близдолготной ориентировки не находит столь конкретного выражения в рельефе. Не случайно, что из трех поперечных поднятий (Белоканское, Курмухчайское и Вандам-Шахдагское) наиболее отчетливо выражено восточное — Вандам-Шахдагское, для которого характерны максимальный размах неотектонических движений, наиболее глубокий врез речных долин и высокая (до 8 баллов) сейсмичность. Наиболее активный на территории Азербайджана Шемахинский сейсмогенный район непосредственно примы-

кает к зоне Западно-Каспийского разлома, располагаясь на его восточном опущенном блоке, где находится и пластина Баскальского покрова. Образование последней связано с перемещением верхнемеловых пород с западного приподнятого блока в пределы опущенного восточного, при общем направлении перемещения с север-северо-западного на юг-юго-восток, в связи с активными подвижками по Западно-Каспийскому разлому в среднеплиоценовое время.

Восточный блок того же разлома характеризуется совершенно иными особенностями строения, полученными наглядное выражение в рельефе. Неравномерная амплитуда его погружения (наиболее интенсивная на участках субширотных прогибов раннего заложения) обусловила гребневидный характер складчатости и рельефа в зоне, примыкающей непосредственно к разлому (Ниялдагский и Тенгинский хребты). Далее на восток, по мере нарастания амплитуды погружения, линейный характер складчатости нарушается, происходит ее трансформация в прерывистую и куполовидную и даже формирование наложенной складчатости близдолготной ориентировки. Наиболее интенсивно эти процессы происходят в позднеплиоценово-четвертичное время, а территориально приурочены к Шемахино-Кобустанскому синклинирию, но наиболее выразительны в пределах Кусаро-Дивичинского прогиба, Апшеронской области и смежной полосы Нижне-Куринской впадины.

Одной из характерных особенностей проявления новейших движений в рассматриваемой области является грязевый вулканизм. Граница распространения последнего определяется областями наиболее контрастного проявления новейших тектонических движений, т. е. в основном полосой сочленения Большого Кавказа с Нижне-Куринской и Южно-Каспийской впадинами.

Характер рельефа территории Юго-Восточного Кавказа, ограниченной на западе линией Западно-Каспийского разлома, обусловлен складчатыми движениями, активно проявившимися в процессе ее относительного опускания в позднеплиоценовое время. Если в характере складчатой структуры этой территории отчетливо проявляется частная поперечная зональность (Григорьянц, 1964), то ее прямое отражение мы находим и в рельефе. Так, хребты субширотного простирания — Тенгинский, Бегимдагский, Гяды-Куркачидагский, Кемчи-Кабандагский обособляются в полосе поперечного воздымания и строго соответствуют унаследованным антиклинальным поднятиям субширотной ориентировки. Наоборот, в зонах поперечного опускания роль ранней структуры резко ослабевает, она подвергается нивелировке, на фоне которой протекают процессы формирования складчатости новой близдолготной ориентировки; причем ее проявление, как указывалось выше, находит более наглядное выражение по мере приближения к Каспийской впадине.

Характером движений новейшего времени можно объяснить и такое морфологическое явление, как обособление Апшеронского полуострова и его широтную ориентировку. Обусловленная прогибанием Каспийской впадины перестройка структурного плана протекала на фоне хотя и менее интенсивно продолжающегося на востоке воздымания структурных элементов раннего заложения. Как показали исследования складчатой структуры Апшеронской области (Григорьянц, 1962), из ранних структур наибольшей активностью в новейшее время характеризуются погребенные продолжения Куркачидагского, Юнудагского и Тенгинского поднятий. На продолжении первых двух располагаются Кюрдаханы-Маштаги-Бурзовинское, Гоусанское и Зыринское поднятия, которые определяют северный и южный контуры Апше-

ронского полуострова, а на продолжении последнего — поднятия камней Два Брата и банок Цюрупа и Апшеронская, которые в полосе северного побережья Апшеронского полуострова ограничивают зону мелководья.

Погружение Каспийской впадины оказало существенное влияние на условия формирования рельефа в полосе Кусаро-Дивичинского наложенного прогиба. В новейшее время Кусаро-Дивичинский прогиб испытывал общее погружение как единый структурный элемент. Амплитуда этого погружения оказалась достаточно большой, так как мощности накопившихся здесь осадков верхнего плиоцена и антропогена превышают 1000 м. Контраст между этим погружением и поднятием в зоне Бокового и Главного хребтов оказался настолько разительным, что в юго-западной, прилегающей к высокогорью, части прогиба, произошло накопление континентальной толщи галечников, которые образовали в рельефе постепенно понижающуюся в сторону Каспия Кусарскую наклонную равнину.

Куринская впадина. Куринская межгорная впадина представляет собой наложенный прогиб, верхнеплиоценово-четвертичный комплекс отложений которого образует самостоятельный структурный этаж. Акчагыльские отложения здесь в значительной степени перекрывают контуры средне- и нижнеплиоценовых отложений, а по бортам депрессии трансгрессивно ложатся на размытую поверхность более древних образований, вплоть до меловых и юрских отложений.

Опускание Куринской впадины на новейшем этапе происходило по системе крупных продольных и поперечных разломов, обусловленных блоковым строением ее кристаллического фундамента. Это наложило свой отпечаток на условия седиментации осадков и структурные особенности впадины.

В осадочной толще, наряду с глубинными разломами, прослеживается ряд разрывных нарушений, играющих большую роль в развитии структур и рельефа впадины. Они особенно широко развиты в северо-восточной прибортовой полосе, характеризующейся более напряженной тектоникой и контрастными движениями. Плоскости разрывов падают на северо-восток — в сторону от осевой зоны впадины. Все они имеют надвиговый характер с амплитудой от 200 до 2000 м. На отдельных участках впадины (Ахташтатапа) амплитуда горизонтальных движений только в течение антропогена достигает 2500 м (Агабеков, Мамедов, 1961). В северо-восточной части впадины с разрывными нарушениями связано проявление грязевого вулканизма. Первые признаки его проявления отмечаются в начале плиоцена, а максимальное развитие — в позднем апшероне и антропогене.

Куринская впадина в начальную фазу неотектонического этапа (акчагыл) в целом испытывает общее абсолютное опускание. Наибольшее прогибание отмечается в Средне-Куринской впадине, на что указывают мощности акчагыльских отложений, достигающие на этом участке 1000—1200 м. В Нижне-Куринской впадине величина опускания была в два раза меньше и едва достигала 600 м.

В апшеронском веке в целом сохраняется сложившаяся в акчагыле тектоническая обстановка. Вся площадь Алазано-Агричайской депрессии, северо-западная часть Степной Кахетии, юго-западная половина междуречья Куры и Иори и все предгорья Малого Кавказа освобождаются от морского бассейна и превращаются в низкие аллювиально-пролювиальные равнины, где накапливается суглинисто-галечниковая толща. Чатминская зона, соответствующая осевой зоне Куринской впадины, на западе испытывает поднятия и становится источником денудации. Зона наибольшего прогибания в апшеронском веке переме-

щается на восток, на что указывает максимальная мощность отложений этого времени (1800 м) в районе Нижне-Куринской впадины.

В четвертичном периоде общая направленность развития Куринской впадины в основных чертах сохраняется такой же, что и в позднем плиоцене, т. е. сокращается область абсолютного опускания и зона наибольшего прогибания перемещается в юго-восточном направлении. Основными событиями четвертичного времени являются инверсия знака движений в значительной полосе северного борта впадины, формирование Аджиноурских складчатых предгорий и полное обособление Алазано-Агричайской долины. В связи с этим осевая линия максимального погружения впадины мигрирует в южном направлении — в сторону современной долины р. Куры.

Четвертичный этап развития Куринской впадины характеризуется весьма интенсивным проявлением тектонических движений и большей дифференциацией их (Ширинов, 1961; Ширинов, Троцюк, 1966). Величина прогибания впадины (в Нижне-Куринской части) превышает 1000—1100 м. На фоне интенсивного общего прогибания впадины отдельные ее участки испытывали относительное и даже абсолютное поднятие, с которым связано неравномерное распределение мощностей отложений. Максимальная величина поднятия в пределах Куринской впадины фиксируется в районе Ширакского плато (степная Кахетия), где она составляет 700 м. Максимальная глубина залегания подошвы четвертичных морских отложений отмечена в районе Каргалинского синклинального прогиба 1200 м. Сумма значений этих параметров с внесением соответствующих поправок (на изменение глубины бассейна седиментации и первичную высоту поверхности суши) составляет величину общего размаха четвертичных движений и равна 1800 м. Максимальная величина прогибания в Куринской впадине за весь неотектонический этап отмечается в восточной части Караяз-Евлахского синклинория и Нижне-Куринской части впадины, где она составляет 4000—4200 м. Если учесть, что акчагыльские поверхности выравнивания на склонах Большого и Малого Кавказа залегают на высоте 1400—1600 м, а подошва акчагыла в пределах впадины погружена на глубину 4000—4200 м, то общий размах позднеплиоценово-четвертичных движений составляет около 6 км (5400—5800 м).

Сопоставление результатов повторных нивелировок показывает, что в современную эпоху осевая зона Куринской впадины испытывает опускание, достигавшее за период с 1926 по 1937 г. 46 мм, т. е. 4 мм в год. В районе ст. Аляты, по тем же данным, произошло поднятие на величину 30 мм, т. е. почти 3 мм в год.

Малый Кавказ. На новейшем этапе эта горная область развивалась унаследованно по отношению к ее более древнему тектоническому плану, окончательно сложившемуся в конце палеогена. Новейшие движения на Малом Кавказе имеют сводово-глыбовый характер.

Начало формирования сводовой структуры Малого Кавказа относится к раннему и среднему олигоцену, когда в результате поднятий в центре Малого Кавказа образуется единая область размыва. Начиная с позднего миоцена — раннего плиоцена, юго-восточная часть Малого Кавказа полностью вступает в континентальную фазу развития и формирование ее современной морфоструктуры, выраженной наличием высоких горных хребтов и внутригорных впадин, обусловлено движениями плиоцен-антропогенного времени. На фоне общего сводового поднятия обособились наиболее интенсивно воздымающиеся ее участки, каковыми явились Шахдаг-Мровдаг-Карабахская зона и Карабахское вулканическое нагорье.

Шахдаг-Мровдаг-Карабахская зона поднятий не является однородной. Ее крайняя северо-западная часть, сложенная эоценом, как область устойчивого поднятия, начала формироваться несколько позднее, чем поднятия Мровдагского и Карабахского хребтов, сложенных преимущественно вулканогенной серией средней и верхней юры. Более поздними (и потому более интенсивными) поднятиями характеризуется и область Карабахского вулканического нагорья, занятого лавовыми покровами верхнеплиоценового и четвертичного возраста. В новейшей структуре эти зоны образуют центральные области сводовых поднятий с максимальными величинами воздымания 3000 м и, будучи ограниченными линиями разрывных нарушений (в том числе и глубинными), движения их носили сводово-глыбовый характер.

Расположенная к северу от поднятия Шахдагского хребта и отделенная от него глубинным разломом Башкент-Дастафюрская котловина, отвечающая в плане Дашкесанскому синклинию, по темпам поднятий отставала от прилегающих к ней территорий и получила отчетливое выражение в современном рельефе. Значительные отставания от общего поднятия характерны также для унаследованной Атеркской и наложенной Степанакертской котловин, следствием чего явилось накопление внутри них относительно мощных толщ континентальных отложений. Резко выраженный дифференциальный характер проявления новейших движений в юго-восточной части Малого Кавказа обусловлен кулисообразным расположением плана более древних структур и положением глубинных разломов (Милановский, 1962), активно проявившихся в новейшем этапе. Наиболее существенную роль в формировании новейшей структуры описываемой части Малого Кавказа играли Мровдагский и Карабахский глубинные разломы (Шихалибейли, 1966), которые контролировали амплитуду поднятий в новейшем этапе и определяли границы между областями контрастных движений. Флексура (разлом) глубинного заложения, протягивающаяся вдоль северо-восточных предгорий Малого Кавказа, отчетливо выраженная в рельефе, в новейшем этапе продолжала контролировать развитие крупных морфоструктур Куринской впадины и поднятия Малого Кавказа.

Новейшие движения на Малом Кавказе сопровождалась интенсивным проявлением вулканизма (Карабахское нагорье). Каждому этапу, отличающемуся большим или меньшим усилением поднятий, отвечает во времени и усиление вулканической деятельности (верхний плиоцен, начало антропогена).

В пределах нагорья наиболее активным в новейшем этапе был Анкаван-Ишихлинский разлом, ныне погребенный четвертичными лавовыми излияниями. Положение этого разлома определяется линейным расположением вершин отдельных вулканов. С новейшими (современными) движениями имеет тесную связь и сейсмичность юго-восточной части Малого Кавказа. Анализ распространения эпицентров землетрясений показывает, что основные их семейства закономерно группируются вдоль границ областей новейших тектонических структур с сопряженными движениями противоположных знаков (поднятий и опусканий) и приурочены к крупным разрывным нарушениям. Наиболее активными очагами землетрясений являются Зурнабадский, Кедабекский, Шушинский, в пределах которых отмечались землетрясения силой до 8—9 баллов.

По-видимому, определенная роль в проявлении сейсмичности должна быть отведена и росту поперечных структур (Шихалибейли, 1964, Кашкай, Тамразян, 1967), к которым приурочены отдельные центры землетрясений. Непосредственным продолжением Малого Кав-

каза на юго-востоке является поднятие горного Талыша, отделенное наложенным Нижнеараксинским прогибом, завершение формирования которого происходит в позднем плиоцене (Хаин, Шарданов, 1952, Шихалибейли, 1966).

С относительным прогибанием этой зоны связано накопление аллювиально-пролювиальных, флювиогляциальных, туфогенных отложений акеринской и герюсинской свит верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста.

Так же как и на Малом Кавказе, в Талыше проявление новейших движений носит унаследованный и зональный характер (Антонов, 1964). Наибольшие величины поднятий (до 1600—2000 м) характерны для Талышского и Пешгасарского хребтов (Астаринский антиклинорий) и несколько меньше (до 1000 м) для центральной части Буроварского хребта (Буроварский антиклинорий). Обе эти зоны поднятий следует рассматривать как зоны сводово-глыбовых движений, поскольку они ограничены разломами или флексурами глубокого заложения, активными в новейшем этапе.

Между описанными областями интенсивных поднятий расположена Ярдымлинская депрессия (Ярдымлинский синклинорий) с величинами поднятий около 800 м. Новейшие движения (относительные опускания) в пределах депрессии фиксируются деформацией поверхностей выравнивания и синклинальным изгибом террас в долинах рек.

Новейшие движения в пределах Нахичеванской АССР характеризуются интенсивными поднятиями (более 3000 м) Зангезурского и Даралагезского хребтов и относительными опусканиями—слабыми (400—800 м) поднятиями Нахичеванской наложенной мульды, выполненной серией нижних моласс олигоцен-миоценового возраста. Эти две зоны, различные по структуре, истории геологического развития, интенсивности и величине новейших поднятий, разделены глубинным разломом, протягивающимся по северному борту мульды в общекавказском направлении. В пределах Нахичеванской впадины к этому разлому приурочена цепочка экструзивных куполов раннеплиоценового возраста (Корнев, 1960, Азизбеков, 1961).

Наиболее высокая, центральная часть Зангезурского поднятия, сложенная интрузивными породами крупнейшего в Закавказье Мегри-Ордубадского плутона (батолита), отделена от соседнего на востоке (в пределах Армении) Мегринского прогиба разломом сбросового типа и характеризуется, таким образом, глыбовыми движениями.

Каспийская впадина. В современной структуре земной коры она представляет огромную депрессию меридионального простиранья, возникшую в альпийском цикле тектогенеза и испытавшую мощное прогибание с начала неогена. Эта впадина Апшеронским порогом разделена на две части: Южно-Каспийскую и Средне-Каспийскую.

Средне-Каспийская впадина не только на новейшем этапе, но и значительно раньше, т. е. примерно с начала палеогена до среднеплиоценового времени включительно, медленно погружаясь (максимально до 2500 м), не испытывала складчато-разрывных деформаций. Это связано, очевидно, ее близостью к эпигерцинской платформе (плите), юго-западная граница которой проходит по линии Красноводск—Аграханский залив, отвечающей глубинному разлому.

Максимальный размах и контрастность неотектонических движений отмечается в Южно-Каспийской впадине, которая в структурном отношении не ограничивается пределами моря и охватывает территорию суши как на западе (Нижне-Куринская впадина и Джейранкечмесская депрессия), так и на востоке (Западно-Туркменская впадина).

Южно-Каспийская впадина по своим структурно-тектоническим особенностям резко отличается от других подобного рода прогибов дислоцированностью слагающих ее отложений по всей впадине. При переходе от западного борта к глубоководной части впадины зарождаются складки иного направления и формы. Так, в районе западного шельфа складки ориентированы в основном в северо-западном — юго-восточном направлении, а по мере приближения к глубоководной части впадины становятся близдолготными.

В тектонике плиоцен-атропогеновых отложений, как это установлено сейсморазведкой, отражены складки, зародившиеся в различные этапы развития впадины. Однако по мере движения от западного борта к центру впадины вверх по разрезу отложений, формировавшихся на новейшем этапе, происходит затухание ряда складок. Некоторые складки, расположенные в районе подводной перемычки, разделяющей глубоководную котловину Южного Каспия на две ванны, являются погребенными. Это в значительной мере связано с нарастанием мощности антропогена от краев к центру, где величина ее в синклиналиных зонах достигает в отдельных случаях 2500—3000 м.

Неотектонический этап развития западного борта впадины Южного Каспия характеризуется высокой контрастностью проявления неотектонических движений. Здесь, наряду с интенсивным погружением синклиналей, которое полностью компенсировалось осадконакоплением, продолжался усиленный рост антиклиналей и в первую очередь в прибрежной полосе северной половины Бакинского архипелага. Многие из этих складок развиваются и сейчас. При этом наряду с ростом складок происходило осложнение их сводовых частей продольными разрывами, обусловившими возникновение многочисленных грязевых вулканов. Многие из них извергались в конце среднего плиоцена.

В настоящее время в Бакинском архипелаге известно более 20 активно действующих грязевых вулканов и предполагается наличие еще нескольких погребенных. Некоторые из этих вулканов образуют острова (Булла, Лось, Обливной и др.), другие скрыты под водой в виде банок (Андреева, Корнилова—Павлова, Кумани и др.) и превращаются в острова лишь в момент крупных извержений.

ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ

Под грязевым вулканизмом подразумевается периодическое извержение огромных количеств различных газов, в основном углеводородных (часто воспламеняющихся), и продуктов твердой фазы — глинистой массы с включениями обломков пород размером от зерен до глыб в несколько метров в поперечнике. Эти выносы, скапливаясь у жерла эруптивного аппарата, создают конус вулкана.

Грязевые вулканы, уходящие своими корнями на значительные глубины (до 10—12 км), являются для Кобыстана, Прикуринской низменности, акваторий Апшеронского и Бакинского архипелагов и «Апшеронского порога» Южно-Каспийской впадины зонами региональной нефтегазоносности.

Азербайджан с прилегающей акваторией Каспийского моря (рис. 37) представляет обширную область распространения грязевых вулканов с большим разнообразием их морфологических видов и одновременно выносимых на поверхность при пароксизмах эруптивной деятельности твердых, жидких и газообразных продуктов извержений.

Грязевой вулканизм Азербайджана тесно связан с развитием Южно-Каспийской впадины в процессе ее непрерывно-прерывистого прогибания по разрывам — сдвигам. Разрывы верхних структурных этажей определяют расположение приразломных складчатых структур, которые будучи разорванными сбросами, взбросами и сдвигами образуют отдельные блоки, ступенчато-опускающиеся в сторону наибольшего прогиба впадины.

Глубинные разрывы и нефтяные и газовые месторождения достаточно четко прослеживаются по узким полосам распространения современных и ископаемых грязевых вулканов, располагающихся в местах пересечения разломами различного вида структур — сводов, периклинальных участков антиклиналей или даже мульд между смежными антиклиналями. К антиклиналям грязевые вулканы приурочиваются лишь потому, что этот вид пликтивной дислокации в структурном отношении играет роль «газовой отдушины» при пересечении антиклиналей проводящим флюид разломом. Но не один только этот фактор обуславливает механизм проявления грязевого вулканизма. Обязательным условием служит пересечение глубинным разломом источника генерации углеводородов и вышелегающих очагов их скопления, которых может быть несколько в соответствии с числом структурно-стратиграфических этажей. Тектоническое оживление глубинного разлома является предпосылкой для извержения находящегося под большим давлением (на глубине 10—12 км) в очагах скопления газов. Само по себе аномально высокое пластовое давление в очаге скопления газа не может образовать гидравлического разрыва земной коры в виде трещины строго выдержанного направления на земной поверхности с четковидным расположением вдоль нее как ныне действующих, так и потухших грязевых вулканов и отдельных нефтяных месторождений.

К областям, где имеется сочетание всех описанных геологических условий для образования грязевых вулканов, относится не только Южно-Каспийская впадина, но и интенсивно деформированные области перед Шамхорским тектоническим блоком (выступом): Кировабадская нефтегазоносная область, Аджиноурская степь, междуречье Куры,

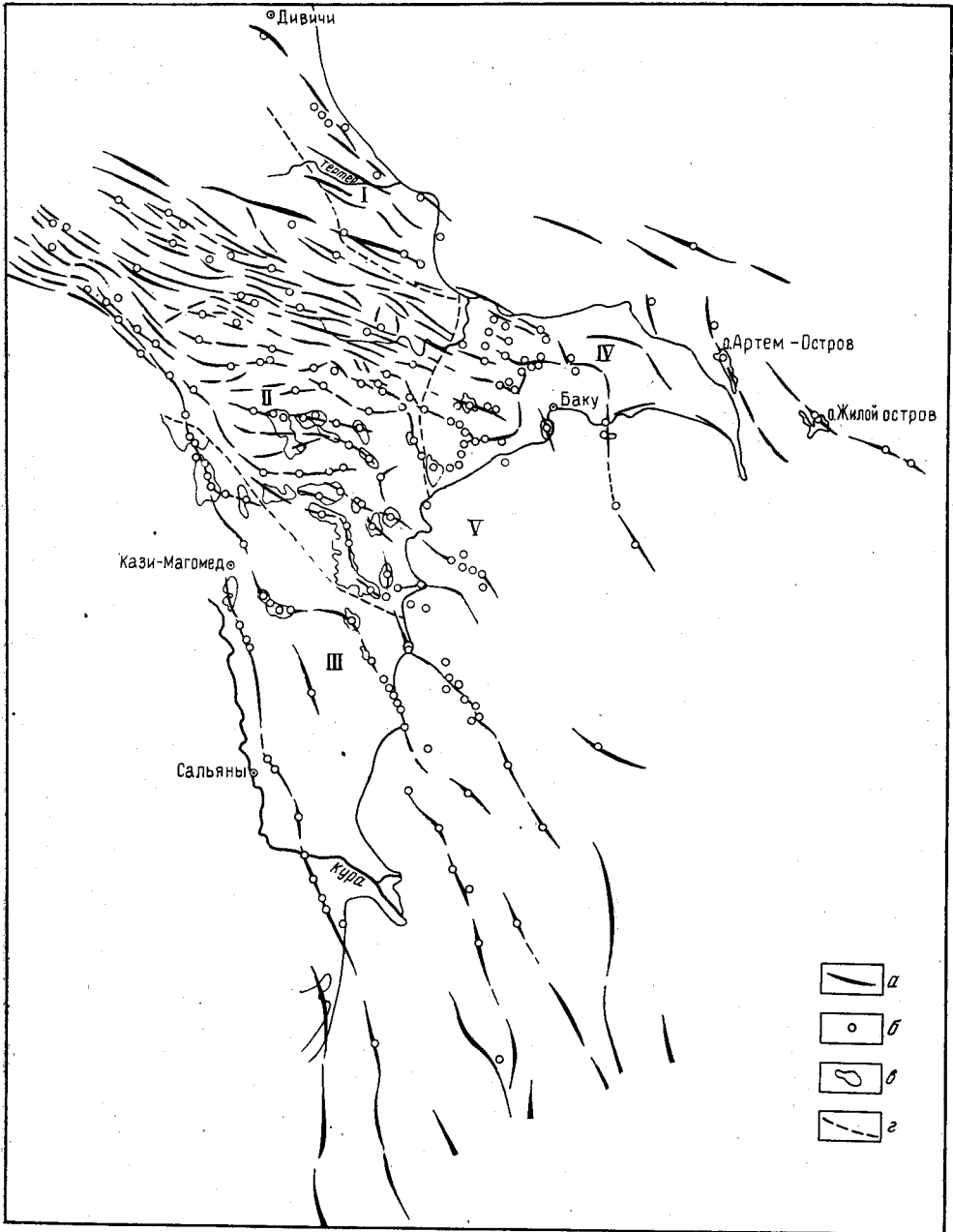


Рис. 37. Схема структурной локализации грязевых вулканов восточной части Азербайджана

а — антиклинальные складки; б — грязевые вулканы; в — сопочные поля; г — границы между областями
 Главные структурные зоны: I — Прикаспийская, II — Шемахино-Кобустанская, III — Прикуриная;
 IV — Апшеронская; V — Бакинский архипелаг

Иори, а также Прикаспийско-Кубинский прогиб. В области Апшеронского полуострова и архипелагов сбросово-сдвиговые разрывы кайнозойского и мезозойского структурных этажей разделяют площадь на ряд концентрически расположенных тектонических блоков, которые, главным образом в кайнозойское время, были смещены относительно друг друга на юго-восток в сторону наиболее погруженной части Южно-Каспийской впадины. В соответствии с направлением глубинных разрывов и связанных с ними линейно-вытянутых полос грязевых вулканов выделяются отдельные зоны региональной нефтегазоносности. Расположение этих зон определяет границы наиболее перспективных участков для поисков новых нефтяных и газовых залежей.

Мигрирующие из области генерации (корни) углеводороды скапливаются в местах концентрации тектонической брекчии (очаги) и, последовательно мигрируя из низезалегающего в вышележащий очаг, прорывают земную поверхность в виде грязевулканического извержения. Часть углеводородов при миграции снизу вверх насыщает породы — коллекторы и в течение геологического времени образует в них промышленные скопления нефти, конденсата и газа в зависимости от термодинамических условий в недрах.

По внешнему виду грязевые вулканы представляют собой возвышенности плоскоконической формы, состоящие из твердых продуктов извержений, поднимающиеся до 300—400 м, с диаметром основания до 3,0—3,5 км (Большой Кянизадаг и Тоурагай). Относительная высота вулкана, форма склонов и морфологические особенности его зависят как от характера извергаемых масс, степени активности извержения, так и от ряда других причин. Так, например, если грязевулканическая брекчия имеет густую консистенцию — вулкан имеет форму конуса с крутыми склонами (Тоурагай, Калмас, Отманбоздаг и др.), и, наоборот, вулканы, выносящие обильно водонасыщенную брекчию, характеризуются приплюснутой формой и блюдцеобразным кратером.

Грязевулканическая брекчия обычно изливается в виде мощных веерообразных или языкообразных потоков шириной в несколько сотен метров, длиной в несколько километров и мощностью до нескольких метров. Потоки брекчий различных извержений обычно накладываются друг на друга и если языки последующих извержений не перекрывают предыдущие, то эти разновозрастные потоки даже по цвету довольно легко отличаются друг от друга (Калмас, Кейреки и др.).

Мощным грязевулканическим извержениям нередко предшествуют вздымания покровов ранних извержений, что обуславливает образование на последних ряда концентрических и радиальных трещин шириной от нескольких сантиметров до 1,0—1,5 м. Со временем под действием эрозии конусы грязевых вулканов начинают расчленяться барранкосами, которые, начинаясь у вершины, по мере приближения к основанию постепенно углубляются и расширяются, придавая вулканам своеобразный ребристый вид (Большой Кянизадаг, Тоурагай, Калмас и др.). Потоки грязевулканической брекчии иногда покрывают обширные площади, скрывая значительные участки цоколя, над которым возвышается тело вулкана. Так, поле распространения брекчии вулкана Гиджаки, имеющего диаметр основания около 3 км, занимает площадь около 50 км², Ахтарма-Пашалы — более 40 км², Большой Кянизадаг — 10 км², Отманбоздаг — 9 км², Локбатан — 4 км² и т. д. Мощность брекчиевых покровов этих площадей не везде одинакова и зависит главным образом от консистенции извергаемого материала, достигая в районах конусов вулканов несколько сотен метров и снижаясь до нескольких сантиметров в периферийных частях брекчиевых полей. Довольно больших величин достигают и объемы масс брекчии

извергнутых за все время деятельности вулкана, достигающие 735 млн. м³ для Большого Кянизадага, 400 млн. м³ — для Чапылмышы, 16 км³ — для Ахтарма-Пашалы, 1,27 км³ — для Калмаса.

Среди грязевых вулканов Азербайджана различаются наземные, морские и погребенные.

Наиболее распространенным видом наземных грязевых вулканов являются вулканы с нормально развитыми конусами (Кюрсангя, Локбатан, Гюльбахт и др.). Примером наземного вулкана с денудированным конусом может служить Зыхский вулкан.

Среди морских грязевых вулканов выделяются островные и подводные. Примечательно, что почти все острова и банки Апшеронского и Бакинского архипелагов образованы твердыми продуктами многочисленных извержений одноименных грязевых вулканов, однако различная степень размыва их морем в одних случаях оставляет эти образования в виде островов, а в других — в виде банок.

Грязевулканические острова достигают высоты 45 м (о-в Дуванный). Объем слагающих острова брекчиевых пород достаточно велик и выражается величинами в 500—800 млн. м³ (о-в Свиной). В большинстве случаев многие грязевулканические острова через небольшой промежуток времени размываются и превращаются в банки (Бузовнинская сопка, Кумани и др.). В то же время известно, что о-в Дуванный существует более 150 лет; банка Камни Игнатия с 1902 г. характеризовалась постепенным уменьшением глубины, что привело к образованию на ее месте с 1932 г. одноименного острова, а о-в Погорелая Плита через 40 лет превратился в банку. Примечательны и другие факты: так, при извержении вулкана о-в Лось в 1923 г. породы апшеронского яруса заметно поднялись над уровнем моря, а при извержении вулкана о-в Свиной в 1931 г. прилегающий участок морского дна площадью в 6—8 га был поднят на высоту 10 м; аналогичная картина имела место и на вулкане мыса Бяндован, где в 1932 г. извержение подняло часть морского берега.

Выбросы огромного количества грязевулканической брекчии, углеводородных газов, воды и нефти в наземных условиях образуют вблизи сальз и грифонов грязевых вулканов лужеобразные скопления окисленной нефти и кировые потоки. Полости трещин разрывов у конусов грязевых вулканов иногда заполнены смешанной с песком нефтью, выступающей на земной поверхности в виде некков или даек. Подводные грязевые вулканы рассеивают эти продукты на огромных площадях морского дна. Так как извержения морских подводных вулканов, как и наземных, охватывают ряд геологических веков (с олигоцена или мэотиса), то это обуславливает и фациальный облик осадков в зонах развития грязевого вулканизма. Донные осадки в этих зонах изобилуют битуминозными породами в виде линзовидных прослоев или ископаемой «нефтяной гальки». Этим и отличается роль подводных грязевых вулканов от наземных в формировании своеобразных «грязевулканических фаций».

Грязевые вулканы, прекратившие свою деятельность и перекрытые последующими более молодыми отложениями, именуется погребенными и встречаются как на суше (Окарем в Западной Туркмении), так и под дном моря (о-в Песчаный в Азербайджане). Нередко из трещин, выходящих на дневную поверхность вблизи грязевых вулканов, непрерывно выделяются ил, газ и вода, а иногда и нефть, образующая кировые покровы.

Остановимся на некоторых характерных грязевулканических проявлениях, свидетельствующих о генетической связи явлений грязевого вулканизма с залежами нефти и газа.

Грязевой вулкан Большой Кянизадаг расположен в 60 км юго-западнее г. Баку, между поселками Сангачалы и Дуванный, и является классическим образцом одиночного усеченного грязевулканического конуса.

Большой Кянизадаг издавна привлекал к себе внимание и довольно подробно описан в трудах Г. В. Аби́ха (1863), И. М. Губкина (1934), С. Ф. Федорова (1939), А. А. Якубова (1950), В. А. Горина и др. (1965) и других исследователей. Правильный усеченный конус вулкана почти на 400 м возвышается над окружающей местностью и увенчан плосковыпуклым кратерным полем, окаймленным рядом невысоких сглаженных кольцевых валов. Диаметр кратерного поля вулкана достигает 250—300 м. Склоны вулкана представляют собой классический пример расчлененности радиально расходящимися от вершины его глубокими оврагами-барранкосами с отвесными и обрывистыми стенами. В тектоническом отношении район расположения вулкана представляет собой брахиантиклинальную складку, вытянутую в юго-восточном направлении. Центральная часть складки, к которой и приурочен вулкан Большой Кянизадаг, осложнена продольными и поперечными нарушениями с амплитудами смещения до 100—150 м.

По данным С. А. Ковалевского (1940), эруптивный аппарат вулкана переместился к его подножию, где наметились два центра выхода вулканических газов и вод, известные под названиями Гутырлык и Юркины сальзы. Отсутствие грифонно-сопочной деятельности, а также сведений об извержении послужило основанием считать вулкан бездействующим до 12 мая 1950 г., когда произошло мощное его извержение. По словам очевидцев, извержение длилось с небольшими перерывами с 6 часов до 10 часов утра (по местному времени) и сопровождалось огромными клубами черного дыма с сизоватым пламенем, достигавшим 200 м высоты. Извержение характеризовалось выбросом большого количества твердых обломков пород и выносом огромной массы (более 100 000 м³) «грязи» густой консистенции с включениями остроугольных обломков песчаников. Продукты извержения покрыли всю площадь кратерного поля и вытянулись в виде двух крупных языков по двум глубоким оврагам. Среди выброшенных вулканом обломков были песчаники с резким нефтяным запахом. Извержение сопровождалось опусканием ряда участков кратерного поля, что вызвало образование трещин шириной 1—2 м и более. После этого извержения эруптивная жизнь Большого Кянизадага прекратилась. Общая площадь распространения продуктов твердой фазы деятельности всех имевших место извержений вулкана Большой Кянизадаг достигла 1000 га, что при средней мощности этих пород около 100 м составило по объему 1×10^9 м³.

Грязевой вулкан Тоурагай (рис. 38) расположен в центральной части юго-восточного Кобыстана, в 15 км западнее пос. Сангачалы, и является также одним из крупнейших грязевых вулканов Азербайджана.

Всесторонние исследования Тоурагая и подробные описания различных характерных особенностей его Г. В. Аби́хом (1863), И. М. Губкиным (1934) и многими другими исследователями позволяют считать этот вулкан одним из наиболее изученных.

При абсолютной высоте в 402 м усеченный конус Тоурагая почти на 280 м возвышается над окружающей местностью и характеризуется поперечниками основания порядка 3 и 4 км. Вершина вулкана увенчана огромным кратерным полем диаметром 530 м, окаймленным древним кратерным валом высотой до 10 м. Довольно крутые южный и восточный и более пологие северный и западный склоны Тоурагая интен-

сивно размыты глубокими оврагами, барранкосами и сотнями более мелких оврагов и балок.

В тектоническом отношении грязевой вулкан Тоурагай расположен в месте пересечения продольного и поперечного разрывов и приурочен к приосевой части северного крыла одноименной брахиантиклинали, ось которой идет на запад от Кянизадагского поднятия.

Наиболее подробно описано извержение Тоурагай 13 ноября 1947 г., начало которого (19 часов 20 минут по местному времени) ознаменовалось огромным (до 500 м высотой) столбом пламени, ярко осветившим обширную территорию Кобыстана и наблюдавшимся даже из Локбатана и Сальян, находящихся соответственно в 50 и 100 км севернее и южнее вулкана. очевидцы свидетельствуют, что извержению предшествовал подземный гул. Помимо углеводородных газов, за полчасовой период пароксизма эруптивной деятельности Тоурагай было вынесено и около 80 000 т продуктов твердой фазы извержения, образовавших в северо-западном углу кратерного поля вулкана бугор длиной 120 м, шириной 100 м и средней высотой около 2,5 м. Вся поверхность излившейся брекчии характеризовалась обилием трещин и многочисленных округлых

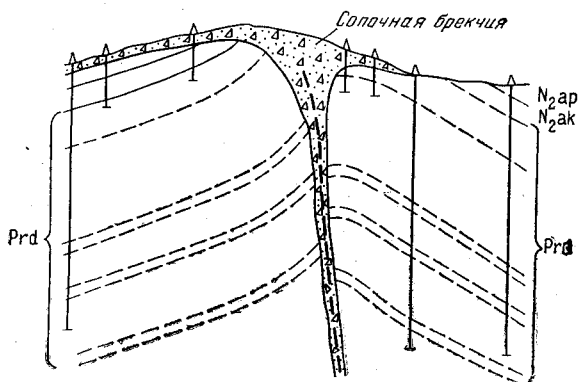


Рис. 38. Тоурагай. Геологический профиль

лунок диаметром до 3 м и глубиной до 1 м. Извержение сопровождалось образованием на восточной стороне кратера трещины оседания протяженностью 0,5 км, по которой произошло опускание части кратерного поля на 15—20 см. Весьма примечательной особенностью твердых продуктов извержения 1947 г. является обилие обломков песчаников, пропитанных нефтью размерами от нескольких сантиметров до 0,4×0,5×0,6 м, причем степень нефтенасыщенности их весьма значительная. Площадь распространения продуктов твердой фазы всех имевших место извержений Тоурагай определена в 700 га, что при средней мощности этих пород (по материалам бурения) 50 м составляет общий объем этого гигантского грязевулканического конуса $350 \times 10^6 \text{ м}^3$.

Грязевой вулкан Отманбоздаг расположен у юго-западной границы Апшеронской нефтегазоносной области, между г. Баку и ст. Аляты. При абсолютной высоте около 400 м огромное тело Отманбоздага почти на 304 м возвышается над окружающей местностью и является одним из крупнейших грязевых вулканов мира. Тело вулкана залегает на отложениях апшеронского яруса, а в геологическом строении его недр участвуют (по данным Карадаг и Миаджик) отложения акчагыла, продуктивной толщи и подстилающих отложений. Склоны конуса Отманбоздага интенсивно размыты глубокими (иногда до 50 м) оврагами, радиально расходящимися от вершины.

На своеобразное синклиналичное строение Отманбоздага указывали Г. В. Абиx (1863), Н. И. Андрусов, В. В. Вебер, Д. В. Голубятников, К. П. Калицкий и др. С. А. Ковалевский (1940) связывал строение этого вулкана с ядром протыкания, осложняющим стык складок Карадаг и Анарт. По М. Г. Агабекову (1936), Отманбоздаг расположен на

стыке двух погружающихся навстречу осей антиклиналей, а не в синклинали, замкнутой с трех сторон.

Судя по числу крупных зафиксированных современных извержений, Отманбоздаг является одним из наиболее активных вулканов и его кратерное поле характеризуется довольно интенсивной грифонно-сопочной деятельностью. Всего на Отманбоздаге зафиксировано пять мощных извержений, из которых лишь одно относится к прошлому столетию (22 января 1854 г.), а остальные имели место 10 ноября 1904 г., 31 января 1922 г., в 1951 г., и 1 октября 1965 г. Последнее извержение Отманбоздага подробно описано в ряде работ (Буниат-Заде, Горин, 1968 и др.).

Грязевой вулкан Кейреки расположен в юго-западной части Бинагадинского поднятия (в 10 км севернее г. Баку) и является одним из наиболее интересных вулканов западного Апшерона. Описание этого вулкана содержится в работах Г. В. Абиха, Н. Н. Барбот-де-Марни и С. Г. Симоновича, Д. В. Голубятникова, А. А. Якубова, С. А. Ковалевского, В. А. Горина и Ш. Ф. Мехтиева, Ф. Г. Дадашева, З. А. Буниат-заде и других исследователей.

Вулкан Кейреки представляет собой крупный усеченной формы конус с более круглым северным и относительно пологим южным крылом и абсолютной высотой 146 м. Вершина вулкана характеризуется плоским кратерным полем, имеющим форму правильного круга. Склоны Кейреки покрыты языками потоков твердых продуктов ряда последних извержений, сливающимися на западе с аналогичными потоками соседнего вулкана Абиха и отличающимися друг от друга по цвету. Основная масса брекчий вулкана состоит из зеленых пород коунской свиты, придающих ему специфический оттенок.

Кейреки, подобно Большому Кянизадагу и Тоурагаю, характеризуется отсутствием грифонно-сопочной деятельности. Из семи зафиксированных извержений два относятся к прошлому столетию (1830 и 1885 гг), а пять остальных к 1915, 1952, 1954, 1966 и 1968 годам. Предпоследнее извержение Кейреки имело место в июне 1966 г. и характеризовалось небольшой силой. Последнее извержение вулкана началось 14 апреля 1968 г. около 16 часов по бакинскому времени. Вынесенные при этом извержении до 50 000 м³ твердые породы и грязь создали столб в 20—25 м. В кратере вулкана образовался широкий стометровой длины язык северо-восточного направления.

Грязевой вулкан Калмас расположен в 15 м юго-западнее ж.д. ст. Аляты и является наиболее импозантным в Нижне-Куруинской депрессии. Особенности морфологии и геологического строения этого вулкана изучены рядом исследователей и описаны в работах Г. В. Абиха, В. В. Богачева, В. А. Горина и Ш. Ф. Мехтиева, А. А. Якубова и др. Громадный усеченный конус вулкана характеризуется абсолютной высотой 195 м и возвышается над ровной поверхностью окружающей низменности. Вершина вулкана представляет собой классическую кальдеру опускания — эллиптического очертания чашу диаметром около 400 м, со всех сторон окруженную 10—15-метровой высоты зубчатым кратерным валом с почти вертикальными внутренними стенками, имеющими широкое «окно прорыва» на восточной стороне, что обусловило резкое отличие восточного склона Калмаса от остальных. Кратерное поле этого вулкана в своей центральной части задерновано.

В тектоническом отношении грязевой вулкан Калмас приурочен к вытянутой в юго-восточном направлении брахиантиклинали и к месту пересечения дугообразного разрыва с разрывом, идущим от Мишовдагской гряды. В отличие от всех вышеописанных вулканов громадный конус Калмаса сложен исключительно продуктами извержений.

Среди твердых продуктов этих извержений встречены обломки пород различного возраста, вплоть до верхнеюрского. Площадь, занятая продуктами твердой фазы эруптивной деятельности Калмас, составляет 7,5 км².

Грязевой вулкан острова Булла расположен в 53 км юго-западнее г. Баку и является самым крупным среди многочисленных грязевулканических островов Каспийского моря. Характерные особенности морфологии, геологического строения и ряд мощных извержений этого вулкана описаны в целом ряде работ Г. В. Аби́ха (1863), С. А. Ковалевского (1940), А. А. Якубова и Д. М. Сулейманова (1940), А. Л. Путкарадзе (1958), Э. Н. Алиханова (1964), З. А. Буниатзаде и др. (1968).

Остров представляет собой остаток кратерного вала крупного грязевого вулкана, жерло основного-эруптивного аппарата которого расположено почти в центре современного острова и является результатом наложения продуктов твердой фазы многочисленных извержений. Остров характеризуется удлинненно-овальной формой и аккумулятивной косой, протягивающейся в юго-западном направлении на 1,6 км. Направление этой косы совпадает с направлением подводного течения. Максимальная отметка над уровнем Каспия в 30,5 м (при абсолютной высоте 2,5 м) находится в северо-восточной части острова. Основную часть поверхности острова составляет платообразное кратерное поле с возвышающимся в северо-западной, северной и восточной частях острова кратерным валом и многочисленными (порядка нескольких десятков) активными и бездействующими сальзами и грифонами, сконцентрированными в северной и северо-восточной частях кратерного поля.

Вулкан известен семью зафиксированными мощными параксизмами эруптивной деятельности (Буниатзаде, 1967), описанными рядом исследователей (Алиханов, Буниатзаде, Халилбейли, Гасанов, Путкарадзе и др.). Подсчеты (Буниатзаде и др., 1968) показали, что при предпоследнем извержении (ноябрь 1959 г.) было выброшено всего 3500 м³ пород твердой фазы. При последнем извержении (23 июля 1960 г.) эта величина достигала 270 000 м³.

Грязевой вулкан о. Дуванный расположен в 40 км юго-западнее г. Баку, в 12 км восточнее мыса Сангачалы, и является самым северным из островов Бакинского архипелага. Геология района расположения вулкана подробно описана в работах Г. В. Аби́ха (1863), А. А. Якубова (1948), Э. Н. Алиханова (1964) и других исследователей.

Рассматриваемый остров занимает площадь 0,5 км², вытянутую в юго-западном направлении. Являясь останцом кратерного вала в юго-западной части некогда грандиозного вулкана, остров характеризуется относительной высотой над уровнем Каспия в 45 м, что составляет абсолютную высоту его 17 м. Останец имеет форму усеченной пирамиды с крутыми склонами. В тектоническом отношении вулкан о-ва Дуванный приурочен к сводовой части одноименной асимметричной брахиантиклинали северо-западного — юго-восточного простирания и связан с проходящим здесь крупным продольным нарушением, по которому более пологое юго-западное крыло складки приподнято по отношению к более крутому северо-восточному.

Вулкан характеризуется отсутствием грифонно-сопочной деятельности; известно всего лишь одно мощное его извержение — 4 сентября 1961 г. Извержению предшествовали мощный подземный гул и подъем поверхности северо-восточной части острова до высоты 10—15 м, после чего (в 8 часов 55 минут по местному времени) последовал глухой взрыв и в небо взметнулся огромный (до 40 м) столб брекчии. Одно-

временно с этим произошло воспламенение грандиозного газового столба высотой до 200—300 м, что резко увеличило температуру окружающего воздуха. На расстоянии 400 м температура достигала 70—75°С. Расходящиеся от столба пламени теплые потоки воздуха ощущались даже на о-ве Булла, расположенном в 6 км юго-восточнее о-ва Дуванный. Спустя около 10 минут после начала извержения грибообразный столб пламени стал постепенно снижаться и приблизительно около 9 часов 40 минут горение выделяющихся углеводородов прекратилось. Твердые продукты извержения создали значительное поле высотой до 6—8 м при среднем диаметре около 700 м. На поверхности этого поля возникло несколько грифонов, а вблизи жерла вулкана отмечались небольшие (до 2,5 м высотой) языки пламени горящих углеводородов.

Подводный грязевой вулкан банка Кумани расположен юго-восточнее мыса Бяндован и приурочен к центральной части подводного поднятия. Грязевой вулкан создал на месте банки остров, обнаруженный моряками шхуны «Туркмен» 7 мая (по старому стилю) 1861 г. в 26 км юго-восточнее мыса Бяндован. Здесь всего было шесть мощных подводных извержений, каждое из которых создавало на месте этой банки новый временный «остров Кумани».

Первое после 1861 г. извержение этого вулкана зафиксировано 1 мая 1927 г. и по словам очевидцев сопровождалось мощным (до 300 м высотой) столбом пламени, наблюдавшимся от 2 часов 20 минут до 2 часов 33 минут по местному времени. В результате этого извержения на месте глубокой (уже к 1910 г. достигавшей не менее 5,5 м) банки возник новый остров. Вскоре остров был размыт целиком и уже через месяц после извержения кратер вулкана вновь скрылся под уровнем Каспия.

Следующее огненное извержение вулкана банки Кумани началось в 14 часов 15 минут (время бакинское) 5 ноября 1928 г. и продолжалось около 15 минут. В результате этого на месте 10-метровой банки был образован остров площадью в 6 га при диаметре 288 м и высоте 3,3 м. Вскоре остров был размыт и о. Кумани вновь превратился в банку.

Очередной пароксизм эруптивной деятельности этой банки был зафиксирован в октябре 1939 г. и благодаря выносу огромного количества твердых пород над ней вновь возник крупный остров с параметрами 324×290×3,5 м. Однако и тот остров вскоре был поглощен водами Каспия и здесь вновь возникла банка, минимальная толща воды над которой, по промерам 1947 г., достигала 7 м.

Пятое мощное извержение эруптивного аппарата банки Кумани началось в 18 часов 40 минут (по местному времени) 4 декабря 1950 г. и выразилось огромным (более 100 м высотой) столбом пламени, горевшим почти 15 минут. Результатом скопления продуктов твердой фазы этого извержения явился крупный овальный остров с параметрами 700×500 м, однако уже к 3 июня 1952 г. он значительно сократился. Спустя еще 2 месяца (к 3 августа) здесь вновь образовалась банка.

Последний — шестой раз — о-в Кумани возник в результате мощного огненного извержения, начавшегося в 8 часов 45 минут 25 декабря 1959 г. Более чем 200-метровое пламя этого извержения наблюдалось на протяжении 18—20 минут, а вынос огромной массы газонефтевулканической брекчии создал значительный остров с параметрами 200×170×2,0—2,5 м.

Подводный грязевой вулкан Бузовнинская сопка расположен вблизи северного берега Апшеронского полуострова (между мысами Кегня

Бильгя и Шоулан) и приурочен к северо-западной части крупной суб-меридиональной брахиантиклинальной складки Мардакяны-море. Вулкан характеризуется довольно активной эруптивной деятельностью, мощные пароксизмы которой создают над этой банкой временные острова, размеры которых зависят от количества продуктов твердой фазы извержения. Известны четыре мощных извержения этого вулкана — в 1892, 1923 и дважды в 1953 гг. Последние извержения имели место 26 февраля и 10 сентября 1953 г. Характерной особенностью этих извержений является отсутствие столбов пламени, что объясняется преобладанием в газовой фазе извержения углекислого газа. При этом твердые продукты извержения 26 февраля, объем которых оценивается в 50 000 м³, создали остров с параметрами 60×40×3,5 м, размытый морем в течение 20 дней. Твердые продукты более мощного извержения 10 сентября, объем которых достигал 120 000 м³, образовали остров с параметрами 100×70×4 м, уничтоженный действием морских волн в течение двух месяцев.

Подводный грязевой вулкан Банка Макарова расположен в море в 20 км южнее г. Баку и известен как один из наиболее активных современных эруптивных аппаратов не только Каспийского моря, но и всего Азербайджана. Так, с 1906 г. до наших дней здесь зафиксировано восемь крупных извержений, создавших на месте этой банки различных величин временные острова.

Частые и мощные островообразующие извержения банки Макарова издавна привлекали к ней внимание многих специалистов, из которых отметим Э. Н. Алиханова (1964), С. А. Ковалевского (1940) и А. А. Якубова (1948, 1959), давших подробные описания пароксизмов эруптивной деятельности этого вулкана. Последнее крупное извержение банки Макарова было зафиксировано вечером 15 октября 1958 г. В 21 час 50 минут (по местному времени) в небо взметнулся огромный оранжево-красный столб пламени, достигавший высоты 200 м при ширине у основания около 50 м. Длившееся более получаса извержение этого вулкана характеризовалось еще тремя крупными взрывами и мощным облаком водяного пара, отчетливо выделявшимся над горящим газовым столбом. Эффект горящего столба газов наблюдался в пунктах, расположенных до 150 км от места извержения (Нефтяные Камни, Шемаха, Ленкорань и др.). Волнение моря (до 5 баллов) быстро размыло твердые продукты рассматриваемого извержения и уже на следующий день район банки Макарова выделялся лишь помутнением воды и интенсивным газовыделением.

Усиление активности грязевого вулкана Банка Макарова еще раз подтверждало наличие большой залежи нефти и газа в этом районе Каспия. Как известно, 21 марта 1968 г. скважина 3 дала здесь с глубины 3933 м мощный газовый приток, ознаменовав открытие нового месторождения.

Заканчивая краткий обзор наиболее характерных вулканов Азербайджана, нельзя не остановиться на самом активном из них — Локбатане. Основной причиной широкой известности Локбатана является знаменитый нефтяной фонтан из скважины № 45 (1933 г.), подтвердивший теснейшую генетическую связь залежей нефти и газа и явление грязевого вулканизма и впервые практически доказавший, что рассматриваемые вулканы хотя частично и разрушают промышленные скопления нефти и газа, но в целом, будучи связаны с глубинными разрывами, являются созидующим фактором.

Грязевой вулкан Локбатан, расположенный на юго-западной окраине г. Баку, южнее ж.-д. ст. Пута (рис. 39) издавна привлекает внимание и подробно описан рядом исследователей. Локбатан достигает

максимальной абсолютной высоты 86 м и одиноко возвышается на плоском равнинном берегу Каспия. Локбатан сложен твердыми продуктами многочисленных извержений, покрывшими площадь порядка 4 км² и характеризующимися (по материалам бурения) максимальной мощностью 120 м.

Последнее из зафиксированных крупных извержений этого вулкана имело место 17 декабря 1959 г. и было описано А. А. Якубовым (1960). Это извержение сильно напоминало предшествующий пароксизм эруптивной деятельности Локбатана, имевший место 30 июля 1954 г. и описанный В. С. Жемеровым. В обоих случаях извержению предшествовали сильные подземные толчки, глухой подземный гул и мощный взрыв. Извержение 1959 г. началось в 18 часов 10 минут (по

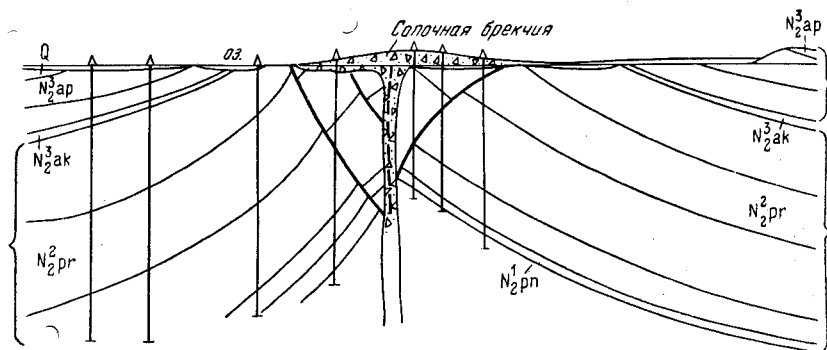


Рис. 39. Локбатан. Геологический профиль

местному времени) мощным выбросом огромной массы твердых пород и большого количества углеводородных газов. Мгновенное воспламенение последних обусловило появление оранжево-красного зарева, осветившего Бакинскую бухту и прилегающие к ней районы. Грибообразный формы столб пламени в течение первых десяти минут держался на высоте 200—300 м. В близлежащих к вулкану поселках Локбатан, Пута и Кергез было светло, как днем. В результате извержения на породах прежних извержений возник ряд трещин шириной до 0,5 м при длине 10—15 м; вдоль этих трещин отмечались десятки газовых выходов, продолжавших гореть на протяжении 18—20 часов, что привело к обжигу пород, окружающих эти выходы, до кирпичного цвета и ошлакованию их.

Извержение Локбатана 17 декабря 1959 г. происходило через старый кратер, а площадь распространения его твердых продуктов несколько уступала извержениям 1954 г. Извержение 1959 г. сопровождалось как выносом мелких глинистых частиц, рассеянных на расстоянии до 2—3 км от жерла вулкана, так и выбросом на высоту 40—50 м крупных обломков пород, обильно засыпавших всю площадь вокруг жерла вулкана в радиусе нескольких десятков метров. Еще в начале 30-х годов текущего столетия большинство геологов-нефтяников видели в газонефтяных вулканах лишь «естественных разрушителей» нефтяных месторождений, эруптивные аппараты которых поражают газонефтяные залежи в недрах.

За последние 10—15 лет в недрах газонефтевулканических структур Азербайджана были открыты такие богатейшие газонефтяные залежи, как Нефтяные Камни, о-в Песчаный, Грязевая сопка, Кюрювдаг, Карадаг, Калмас, Мишовдаг, Кюрсангя, Кянизадаг, Сангачалы — о. Дуванный, банка Апшеронская, о-в Булла и банка Макарова. Уста-

новлено, что большинство грязевых вулканов Азербайджана выносятся на дневную поверхность при извержениях породы стратиграфического комплекса от четвертичных до мезозойских включительно. При этом наибольший процент в выбросах приходится на долю олигоцен-миоценовых и плиоценовых отложений. Размеры встречающихся в брекчиях этих вулканов обломков твердых пород обычно не превышают нескольких десятков сантиметров в поперечнике, хотя на целом ряде вулканов (Отманбоздаг, Тоурагай, Большой Харам и др.) встречаются огромные глыбы известняков, доломитов и песчаников, достигающих нескольких кубических метров в объеме (Буниатзаде, Горин, 1968; Горин, Алиев, Буниатзаде, 1965; Ковалевский, 1940; Якубов, 1948).

Главным продуктом жидкой фазы деятельности грязевых вулканов является вода, нередко встречающаяся с пленками или более обильными проявлениями нефти и играющая важную роль в образовании грязевулканической брекчии. Степень участия воды в извержениях в определенной степени обуславливает и морфологические особенности строения тел грязевых вулканов. Химические анализы проб (Ковалевский, 1940; Якубов, 1948; Буниатзаде, 1964) грязевых вулканов Азербайджана привели к выводу, что подавляющее большинство этих вод близко к водам газонефтяных месторождений и принадлежит к гидрокарбонатно-натриевому (по В. А. Сулину) генетическому типу. Реже встречаются хлор-магниевые и хлор-кальциевые воды и в единичных случаях — сульфатно-натриевые. Аналогично водам газонефтяных месторождений воды грязевых вулканов в большинстве щелочные, с незначительным содержанием сульфатов при довольно большом содержании нафтеновых кислот, йода, брома и бора.

Газы грязевых вулканов являются одним из основных динамических факторов эруптивной деятельности этих вулканов и выделяются на дневную поверхность с относительно больших глубин.

Подобно газам газонефтяных месторождений подавляющую часть газов грязевых вулканов составляет метан 90—99%, при содержании тяжелых углеводородов в основном в количестве 2—3%. Иногда определяется наличие сероводорода, уголекислоты, азота и ряда инертных газов, общее количество которых обычно не превышает нескольких процентов.

Говоря о времени образования грязевых вулканов юго-восточного Кавказа, необходимо отметить, что И. М. Губкин (1934) относил начало их деятельности к акчагыльскому веку. Последующие исследования все более и более отдаляли это время и, в частности, обнаружение прослоев ископаемой брекчии в разрезе мезотических слоев в районе с. Полатлы позволило В. Е. Хайну утверждать, что грязевые вулканы Азербайджана начали действовать уже в мезотисе (верхний миоцен). Детальные съемочные и структурно-картировочные работы последних лет установили довольно широкое распространение ископаемой грязевулканической брекчии и среди отложений верхнего майкопа в районе вулканов Нардаран-Ахтарма и Гиджаки-Ахтарма. Интенсивная грязевулканическая деятельность на юго-восточном Кавказе зафиксирована и в чокракском, и особенно сарматском веках, о чем говорит возрастание числа и мощности обнаруженных в их отложениях пластов ископаемой брекчии, свидетельствующих об усилении в эти века тектонических движений. В плиоценовую эпоху колебательные движения на юго-восточном погружении Большого Кавказа продолжают, причем к началу акчагыльского века они резко усиливаются по сравнению с таковыми предыдущего века накопления продуктивной толщи. Разбуривание целого ряда грязевулканических площадей показало, что в апшеронский век деятельность грязевых вулканов юго-вос-

точного Кавказа стала еще более интенсивной, чем в акчагыле, что выразилось в наличии среди нормальных отложений апшеронского яруса большого числа мощных пластов ископаемой брекчии (например, на площадях грязевых вулканов Айрантекян, Солохай и Ташмардан мощность пластов этих брекчий в разрезе апшеронского яруса нередко превышает 200—250 м), а вблизи Бибизбатского грязевого вулкана в этих же отложениях встречаются линзы окисленной нефти и «нефтяная галька».

Материалы исследований многочисленных грязевых вулканов Азербайджана, Туркмении и других областей Советского Союза и зарубежных стран показывают, что для возникновения этого явления природы необходима совокупность следующих факторов: антиклинальной структуры, разрывных — сдвиговых нарушений, пластичных глинистых пород, образующих при послойном скольжении брекчиевидную массу, погребенных пластовых вод и скоплений углеводородных газов. Хотя роль каждого из этих факторов далеко не равнозначна, но для возникновения и деятельности грязевого вулкана их сочетание обязательно. Так, например, отсутствие воды при наличии вышеперечисленных факторов способствует лишь моногенному образованию в виде газового источника, характеризующегося выделением с той или иной степенью интенсивности углеводородных газов. Присутствие пластовой воды в разрезе способствует размягчению пластичных пород, что в свою очередь ведет к закупориванию канала вулканов и перерывам в крупных извержениях вулкана. Ослаблению противодействия пробки канала способствуют и тектонические подвижки, вслед за которыми обычно выбрасывается закупоривающая канал вулкана пробка и происходит интенсивное газовое извержение с выделением огромного количества энергии. Так, например, количество энергии, выделившейся при извержении 15 октября 1958 г. вулкана банки Макарова, определено в 7×10^{23} эрг (Тамразян, 1961).

Как уже отмечалось, основной причиной образования грязевых вулканов является возникновение в их недрах аномально высоких пластовых давлений, превышающих гидростатическое и наличие глубинных разрывных нарушений. Последние встречены во всех осложненных грязевыми вулканами антиклинальных структурах.

Данные комплексных петрографических, микрофаунистических и геохимических исследований твердых продуктов деятельности грязевых вулканов юго-восточного погружения Большого Кавказа показывают, что подавляющее большинство этих вулканов связано с мезозойскими (чаще всего меловыми и очень редко юрскими) отложениями. Отсюда можно сделать вывод, что наиболее глубокозалегающие очаги этих вулканов приурочены к отложениям мела и юры.

Анализ данных о литофациях этих отложений показывает, что они представлены в основном карбонатными и гранулярными породами, коллекторские свойства которых улучшаются по направлению с северо-запада на юго-восток. В то же время литолого-фациальный анализ отложений диатомовой, майкопской и коунской свит, представленных преимущественно глинами с прослоями песчаных пород, показывает, что они не могут служить мощными коллекторами для скопления таких громадных количеств углеводородных газов (порядка 200—500 млн. м³), которые выбрасываются при каждом мощном извержении. Газовые скопления этих отложений могут дополнять и усиливать идущие из нижерасположенных (меловых) и более глубокозалегающих отложений мощные газовые струи.

Исследованиями В. А. Горина и Ш. Ф. Мехтиева показано, что при образовании грязевых вулканов происходит также струйная вертикаль-

ная миграция углеводородов, формирующая в сочетании с латеральной миграцией газонефтяные залежи.

Таким образом, зачаточное проявление грязевого вулканизма — образование материала брекчии — совпадает с начальной фазой формирования залежей нефти и газа. Последующие этапы концентрации нефти, ее миграция и размещение в коллекторе протекают одновременно с соответствующими фазами проявления грязевого вулканизма.

Большинство нефтегазоносных структур, осложненных грязевулканическими проявлениями, исключительно высокопродуктивные. Эруптивные аппараты почти всех вулканов секут основную, многокилометровой мощности продуктивную толщу среднего плиоцена, в которой обнаружены самые разнообразные типы газонефтяных залежей (сводовые, тектонически экранированные, стратиграфические и литологические).

В процессе изучения грязевых вулканов был собран материал по 150 мощным извержениям 52 грязевых вулканов Азербайджана за более чем полторавековой период. Анализ этого материала показал, что в пределах площади установленного еще Г. А. Абигом «треугольника» наиболее интенсивного развития вулканизма волны вспышек грязевулканических извержений прокатываются от южных склонов Большого Кавказа к северным склонам Малого Кавказа с интервалами порядка 60—65 лет для прибортовых зон и 25—30 лет для депрессионной части. Это волновое перекатывание грязевулканических проявлений связано с тектоническими импульсами Большого Кавказа. В тектонических подвижках подобного рода надо видеть причину активизации мощных грязевулканических проявлений и скачкообразных колебаний уровня Каспийского моря (в частности, по бакинскому футштоку).

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Территория Азербайджана издавна отличается высокой сейсмичностью. Так, район р. Шемахи — наиболее сейсмоактивный пункт Кавказа, в течение XIX в. неоднократно превращался в развалины. В районе Кировабада имели место землетрясения силой более 8 баллов. В 1842 г. в Маштагах от землетрясения были разрушены все имевшиеся 720 домов. Во время землетрясения 1924 г. в Нагорном Карабахе и в Южной Мугани 85% строений были разрушены и повреждены. Силу Закавказского землетрясения 1936 г. в некоторых пунктах можно оценить в 8 баллов.

Землетрясения значительной силы происходят на территории республики и в последние годы. Эти землетрясения, и в частности 7-балльные — Варташенское (2—5 сентября 1953 г.), Кельбаджарское (30 октября 1954 г.), Сабирабад-Саатлинское (13 августа 1959 г.), Кызылбурунское (26 марта 1962 г.), Таузское (12 октября 1962 г.), Каспийское (27 января 1963 г.), Агдамское (18 февраля 1963 г.) и др., свидетельствуют о наличии в Азербайджане значительно большего, чем это допускалось ранее, числа сейсмоактивных районов.

ИЗУЧЕННОСТЬ ДО 1950 ГОДА

Макросейсмические материалы являются важным критерием выделения сейсмических районов той или иной степени активности. Для территории Азербайджана это тем более верно, что результаты имеющихся инструментальных наблюдений далеко не полностью отражают картину ее сейсмичности. Объясняется это малым числом стационарных и нестационарных сейсмических станций и кратковременным существованием последних, особенно в сейсмоактивных районах.

О землетрясениях, происходивших в Азербайджане, имеются макросейсмические сведения начиная с 1139 г. в летописях, в «Кавказском календаре» и т. д. Крупным землетрясениям 1859, 1861, 1872, 1902 годов в районе Шемахи посвящены отдельные работы Г. В. Аби́ха (1862), В. Н. Ве́бера (1903), Г. Цулукидзе (1872) и др.

Г. В. Аби́х исследовал Шемахинское землетрясение 30—31 мая 1859 г. Им впервые была высказана идея о связи кавказских землетрясений с тектоническими разрывами. На основании личных наблюдений, опросов и других материалов В. Н. Ве́бер составил карту изосейст разрушительного Шемахинского землетрясения 13 февраля 1902 г. Изучая также разрушительные шемахинские землетрясения 1828, 1859, 1869 и 1872 годов, он пришел к выводу, что эпицентры этих землетрясений располагаются по линии Баскал—Шемаха—Маразы.

Макросейсмические и инструментальные данные семибалльного Ленкоранского землетрясения 16 апреля 1913 г. обработаны Н. В. Малиновским (1940), который дал интерпретацию линейности семибалльной изосейсты.

Ардебильское землетрясение 19 февраля 1924 г. в пограничных районах Ленкоранской зоны проявилось силой в 7—8 баллов, тогда как от собственных очагов этого района землетрясения такой силы не наблюдались.

Каспийское землетрясение 9 апреля 1935 г. ощущалось почти во всей восточной половине Закавказья, на северном и восточном побережьях Каспия. При максимальной силе в 6 баллов это, безусловно, указывает на большую глубину очага ($h=150$) (Лебедева, 1949).

Закатальские землетрясения 2 сентября 1936 г. изучены Н. В. Малиновским (1940). В населенных пунктах Мацехи, Талы, Джары и Сумайлы сила их проявления превышала 7 баллов. Семибалльные Аджикендские землетрясения 21 декабря 1938 г. и 19 сентября 1942 г. изучены Е. И. Бюсом, А. Д. Цхакая и Т. М. Лебедевой.

Материалы по землетрясениям Азербайджана и их анализ имеются во многих работах, среди которых особенно следует отметить труды Н. В. Малиновского (1929, 1940, 1948), М. А. Кашкая (1948, 1949), А. А. Ализаде (1960).

С 1902 по 1949 г. на территории Азербайджана в основном работала сейсмическая станция «Баку» и станции в Балаханах, Шемахе и Зурнабаде. Каспийское землетрясение 7 июня 1911 г. является первым в Азербайджане, для которого был определен эпицентр по инструментальным данным. По сейсмограммам, записанным до 1949 г., были определены эпицентры 73 землетрясений. В их число входят и те, которые лежат по границе Азербайджана в полосе 20—30 км на суше и дне моря.

Положение эпицентров прошлых землетрясений было переопределено в 1951—1954 гг. при подготовке к изданию Атласа землетрясений в СССР. В работе принята классификация по точности: А (± 25 км), Б (± 50 км) и неклассные. Только эпицентры Закатальского землетрясения 1936 г., Аджикендских 1938 и 1942 гг. относятся к классным. Очаги большинства землетрясений Азербайджана находятся в верхних слоях земной коры. Территориально эпицентры землетрясений расположены в районах Шемахи, Кировабада и северо-западнее Закатал.

ИЗУЧЕННОСТЬ ЗА 1950—1965 ГОДЫ

(ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

В 1949—1951 гг. в пределах республики организованы сейсмические станции «Шемаха», Кировабад», «Нахичевань» и «Ленкорань». С 1965 г. в сейсмическую сеть вошла станция на о-ве Жилой, а с 1967 г. в г. Мингечаур. В результате увеличилось число записываемых землетрясений, повысилась точность определения положения эпицентров и глубины очагов. 3 один 1953 г. определено примерно такое же количество эпицентров, как за весь период 1911—1949 гг. На карте 1950—1965 гг. уже имеются эпицентры землетрясений примерно с $M \geq 2$. Ранее же уровень энергии регистрируемых землетрясений начинался с $M \geq 4$.

Более 800 эпицентров разбросаны по всей территории республики. Сгущение эпицентров наблюдается в некоторых областях. Причем, на некоторые точки падает большое количество эпицентров. К таким относятся эпицентры районов Варташена, Кедабека, Закатал, к северозападу от Шемахи (район Лагича), к северу от Кельбаджар, западнее Шеки и т. д. (рис. 40). Относительно стабильный характер сейсмической сети на Кавказе позволяет говорить достаточно определенно о сейсмичности территории Азербайджана начиная с 1950 г.

Количество определенных эпицентров за 1950—1952 гг. незначительно несмотря на то, что 13 мая и 11 июля 1952 г. в Шемахинском районе произошли 6—7-балльные землетрясения (Сорский, 1955).

Если по данным за 1950—1952 гг. эпицентры разбросаны почти по всей территории Азербайджана, то в 1953—1955 гг. (более 200 эпицентров), наряду с общим возрастанием сейсмичности в целом, замечается повышение активности южных склонов Большого Кавказского хребта от Лагодехи до Шемахи. За этот период времени наиболее активными оказались эпицентры Варташенских, Куткашенских и Шемахинских очагов. В 1953 г. в Варташенском районе произошли одно 7-балльное, два 6-балльных, пятнадцать менее 6-балльных, в Куткашенском районе одно 6-балльное и несколько землетрясений силой менее 6 баллов (Растворова и Нерсесов, 1955). В Шемахинском районе в 1953—1954 гг. имели место 6—7-балльные землетрясения (Исламов, 1956).

Как по силе, так и по количеству землетрясений выделяется Кельбаджарский район (юго-западнее Кировабада). В 1954 г. здесь произошло 7-балльное землетрясение. Общее количество эпицентров этого района за 1953—1955 гг. превышает 40.

Особого внимания заслуживают несколько эпицентров, расположенных севернее и северо-восточнее г. Мингечаура. Относительно спокойным за этот период времени оказался район Нагорного Карабаха. На побережье Каспийского моря от Хачмаса до Ленкорани активность в 1953 г. наблюдалась только на Апшеронском полуострове — 6—7-балльные землетрясения.

За 1956—1958 гг. районы Белокан—Закатал, а также район северо-западнее Шемахи продолжают оставаться высокосейсмичными. В этот период районы Нухи, Варташена, Куткашена были почти асейсмичными. Южнее Шемахи между Сабирабадом и Кюрдамиром, в отличие от 1950—1952 и 1953—1955 гг., отмечено несколько эпицентров. Относительным сгущением эпицентров отличается обширная территория, охватывающая районы Кировабада, Акстафы, Кедабека. Единичные эпицентры попадают в район Куба—Кусары. Значительные землетрясения за этот период произошли в Шемахинском и Апшеронском районах (Кузнецов, 1959, 1964). Следует отметить, что как в 1953—1955, так и в 1956—1958 гг. явно выделяется поперечная полоса эпицентров по направлению Куба—Шемаха—Сабирабад—Ленкорань.

За 1959—1961 гг. заметно перемещение эпицентров по территории республики. Как не кажется странным, за этот период в районе Шемахинской эпицентральной зоны не попадает ни один эпицентр. Количество эпицентров в Белоканы-Закатальском районе оказывается несколько меньшим, чем в прежние годы. Сгущение эпицентров наблюдается юго-западнее Кировабада. Единичные эпицентры зарегистрированы в южных районах Нагорного Карабаха и в районах Евлаха, Уджар. Характерной особенностью этого периода является появление землетрясений со значительной силой в ранее неизвестных в этом отношении районах. Например, 13 августа 1959 г. в районе Сабирабад-Саатлы ощущалось 6—7-балльное землетрясение из собственного очага.

В 1960 г. землетрясения из местных очагов нанесли повреждение постройкам г. Мингечаура и близлежащих селений. В районе Куба—Кусары также достаточно сильные землетрясения вызвали повреждение построек (Султанова, 1969).

Очень активным за данный период оказалось побережье Каспия, начиная от Апшеронского полуострова до границы с Дагестаном. 12.XII.1959 г. в районе Насосного, 17.XII.1961 г. в Маштаги-Нардаранском районе имели место землетрясения силой 6—7 баллов. Каспийские землетрясения 18—19 сентября 1961 г. (четыре землетрясения)

силой 7 баллов проявились в Сиазани, Насосном, Нардаране и т. д. (Кузнецов, 1964; Рагимов, 1966).

В 1962—1964 гг. сейсмичность республики в целом продолжала оставаться высокой (около 200 эпицентров). Побережье Каспийского моря, начиная от Апшеронского полуострова, почти до границы с Дагестаном не раз подвергалось 6—7-балльным землетрясениям.

Районы Шеки, Кедабека, северо-западнее Закаталы остаются активными. 23.IV. 1963 г. в Шеки-Варташенском районе имело место 7-балльное землетрясение ($M > 4$). Заметно активизируется полоса Кировабад—Шамхор—Тауз—Казах и дальше. 12.X.1962 г. в Таузском районе произошло семибалльное землетрясение. 18 февраля 1963 г. в Агдамском районе произошло 7-балльное землетрясение. Район Лагича (северо-западнее Шемахи) опять свободен от эпицентров. Явно выделяется цепочка эпицентров по меридиану от Шемахи до Сабирабада.

Таким образом, из вышеизложенного следует, что в 1950—1965 гг. сейсмичность почти всей территории республики остается высокой. Исключение составляет территория Нахичеванской АССР.

Незначительным количеством эпицентров за все отрезки времени отличается район Нагорного Карабаха, южнее Евлаха, Барды и Уджар, а также значительная поперечная полоса между Маразами и Апшеронским полуостровом.

Необходимо отметить, что все сейсмические станции Азербайджана записывают местные землетрясения с разностью времен вступления поперечной и продольной волн в 1—2 секунды. Однако в связи с различиями в особенностях аппаратуры разные станции записывают землетрясения разного порядка, вызванные какими-то специфическими причинами. Устанавливается, что Кировабадская станция с высокочувствительной аппаратурой фиксирует большее по сравнению с другими станциями число землетрясений, записывая, в частности, землетрясения, вызванные деятельностью человека. Бакинская сейсмическая станция кроме основных землетрясений записывает сотрясения, вызванные извержениями грязевых вулканов. Эти записи имеют существенное значение для оценки глубин очагов извержений на островах Глиняный, Лось, Свиной, Булла, на банке Кумани, в Локбатане и т. д. Все они оказались неглубокими, за исключением очага извержения на банке Кумани. Все эти факты свидетельствуют о необходимости тщательного анализа записей землетрясений при оценке их сравнительной характеристики.

ЗОНЫ МАКСИМАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

За период с XII по XX в. имеются макросейсмические сведения примерно о 1000 землетрясениях в Азербайджане. На рис. 41 приводится схема распространения землетрясений по макросейсмическим данным. На схеме показаны населенные пункты, для которых имеются сведения об отдельных землетрясениях, с указанием максимальной для данного пункта силы сотрясения, причем не менее 7 баллов. Как видно, 7 баллов может быть принято за фон, на котором выделяются 8- и 9-балльные зоны. 9-балльная изосейта имеется только в Шемахинской эпицентральной зоне, 8-балльные изосейты: в Шемахинской, Нахичеванской зонах, на севере Апшеронского полуострова, в Нагорном Карабахе и Ленкоранском районе, в пограничной зоне с Ираном. На схеме сейсмического районирования СССР, составленной в 1963 г. (С. В. Медведев, З. З. Султанова и др.), основываясь на частоте и силе землетрясений последних лет, прибрежная полоса севернее Апшеронского полуострова также отнесена к 8-балльной зоне.

По силе и по количеству ощутимых землетрясений (около 350 случаев) первое место занимает Шемахинская эпицентральной зона, за ней: Ленкоранская (более 100), Кировабадская (95), Нахичеванская (84), Закатало-Белоканская (65), Нуха-Варташенская (59), Нагорно-Карабахская (около 50), Апшеронская зона (около 50) и др. Важно

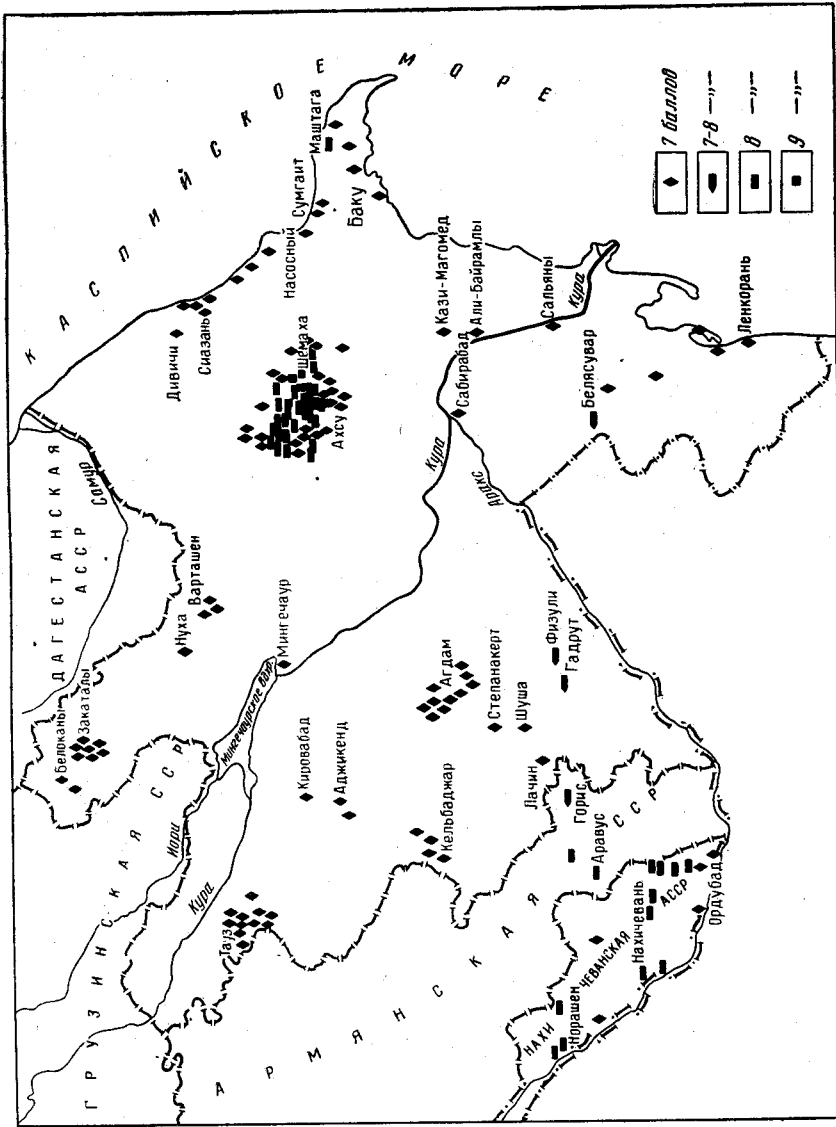


Рис. 41. Схема распространения землетрясений в Азербайджане за 1900—1965 гг. по макросейсмическим данным

отметить, что за последние 15 лет наибольшее число ощутимых землетрясений приходится на Ленкоранскую зону. Во времени и по силе (2—4 балла) землетрясения этой зоны распределены относительно равномерно. Наименее сейсмически активной в течение этих же 15 лет оказалась Нахичеванская зона. За это время здесь произошло лишь одно, причем слабое землетрясение, связанное с неместным очагом. Относительно сейсмически спокойной следует считать Шеки-Закатальскую эпицентральной зону, а также и Нагорный Карабах. Такое положение вызывает опасение, что в этих зонах можно ожидать относитель-

но сильные землетрясения. Рассматриваемая схема свидетельствует, что области большей частоты и плотности эпицентров по инструментальным данным совпадают с областями наибольшей сейсмической активности по макросейсмическим данным.

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Анализ результатов инструментальных и макросейсмических наблюдений показывает высокую сейсмичность Каспийского моря.

Существующая сеть сейсмических станций позволяет определять координаты эпицентров Каспийских землетрясений с магнитудой 4 и более.

На карте эпицентров Каспия (рис. 42), которая составлена только по данным стационарных сейсмических станций, имеются около 200 эпицентров. Подавляющее большинство их расположено в основном в западной прибрежной полосе. Причем, здесь многие эпицентры принадлежат двум землетрясениям. Единичные эпицентры разбросаны по прибрежной части южной котловины и юго-восточной части Каспия. Начиная от Апшерона на западе до промежутка между южной частью Кара-Богаз-Гола и Челекенским заливом цепочка эпицентров образовала как бы «мост» шириной примерно в один градус. Этот «мост» допускает наличие тектонической связи между складчатыми сооружениями Большого Кавказа и Большого Балхана и др. Не установлены эпицентры в пределах Каспия к северу от параллели $43,5^\circ$ и в северо-восточной прибрежной и береговой его полосах, начиная от пролива Кара-Богаз-Гол. Землетрясения с глубокими очагами сконцентрированы в прямоугольном треугольнике, гипотенузу которого составляет прямая, проведенная от Нефтяных Камней до Дербента. Этот факт должен представлять большой интерес с точки зрения тектонического строения дна Каспия. Глубины очагов остальных каспийских землетрясений нормальные.

С 1956 по 1965 г. на Апшеронском полуострове велись экспедиционные сейсмические работы. Сейсмические станции, в том числе и станция на о. Жилой, записывала многочисленные каспийские землетрясения.

В 1951—1952 гг. экспедиционными сейсмическими станциями в Прикаспийском районе были также записаны три каспийских землетрясения. Среднеазиатская и Бахардокская сейсмические экспедиции за 1957—1959 гг. записали около десяти каспийских землетрясений (Хаин, 1950), большинство которых происходило в прибрежной зоне между Красноводском и Кара-Богаз-Голом. Количественный анализ экспедиционных материалов также показывает, что запад Каспия более богат землетрясениями.

С 1955 г. сейсмическая активность Каспия, от Махачкалы до Апшеронского полуострова включительно, сильно возросла. Имели место неоднократные землетрясения, сила проявления которых в прибрежных населенных пунктах (Махачкала, Худат, Сиазань, Сумгаит и другие) доходила до 7 баллов.

Во время каспийских землетрясений 957, 1868, 1933 и 1963 гг. наблюдались небольшие волны — цунами. Все вышеизложенное свидетельствует о довольно энергичной тектонической жизни Каспия в настоящее время.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМОАКТИВНОСТИ

Оценка сейсмической активности основана на графике повторяемости землетрясений за 106 лет и карте сейсмической активности, построенной по методике, разработанной Ю. В. Ризниченко, В. И. Бунэ,

И. Л. Нерсесовым. График повторяемости построен за период 1859—1965 гг. для территории с координатами $38^{\circ},4 < \varphi < 41^{\circ},9$ С и $44^{\circ},6 < \lambda < 51^{\circ},0$ В по материалам, опубликованным в Атласе землетрясений в СССР, бюллетенях, журналах «Землетрясения в СССР» за 1962—

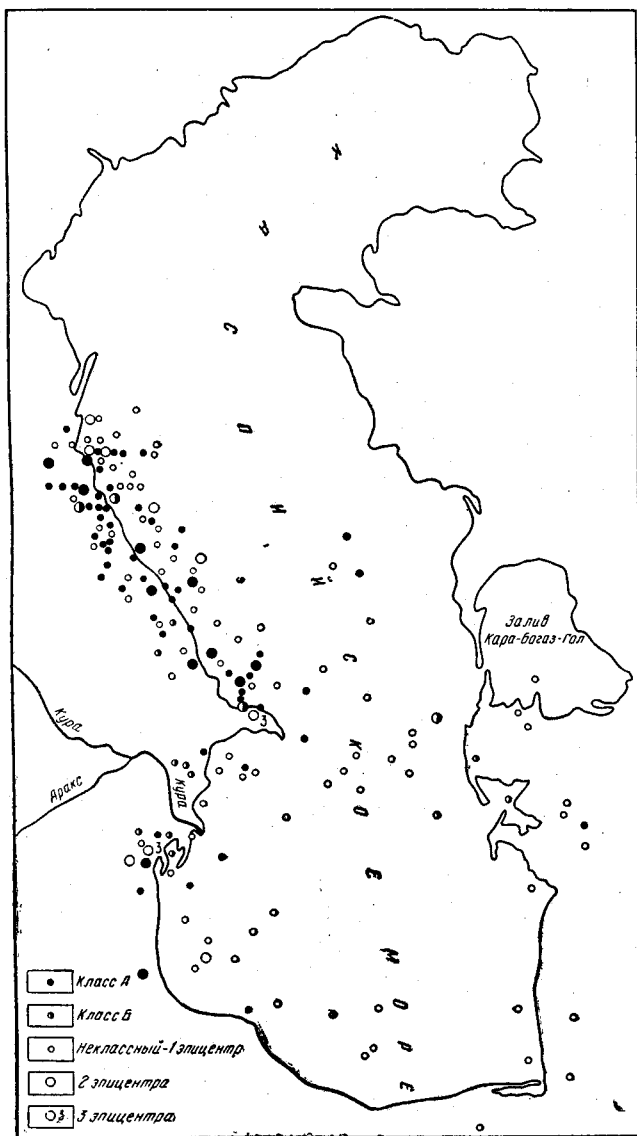


Рис. 42. Карта эпицентров землетрясений Каспийского моря за 1911—1965 гг.

1965 гг. Исследована площадь 204 тыс. км², в которую кроме территории Азербайджана вошли прилегающие участки Грузии, Армении, Дагестана, Ирана, Турции и акватории Каспийского моря. Включение этих участков определялось общностью тектонического строения крупных сейсмогенных геоструктур. По графику повторяемости $\gamma = -0,38$ и $A_{10} = 0,07$ (где A_{10} — нормированная повторяемость землетрясений с энергетическим классом $K = 10$).

Распределение землетрясений по числу и энергетическому классу следующее:

Т а б л и ц а 10

K	<9	9	10	11	12	13	14	15	16
N	357	100	89	389	59	68	5	5	2
t	9	5	6	33	33	35	106	106	106
\bar{N}^+	$1,9 \times 10^{-1}$	$9,7 \times 10^{-2}$	$7,2 \times 10^{-2}$	$5,6 \times 10^{-2}$	$8,5 \times 10^{-3}$	$6,0 \times 10^{-3}$	$2,3 \times 10^{-4}$	$2,3 \times 10^{-4}$	$9,2 \times 10^{-5}$

Где $K = \lg E$ — энергетический класс землетрясений, E — энергия в джоулях, N — число всех землетрясений за t лет наблюдений, \bar{N}^+ — нормированное число землетрясений, отнесенное к одному году и площади 1000 км².

Если график повторяемости землетрясений в какой-то мере выражает сейсмический уровень для всей территории, то индивидуальные особенности сейсмичности хорошо отражаются на карте сейсмической активности. При построении карты использовалась основа масштаба 1 : 500 000 с сеткой через 5 см. При расчетах применялись эллиптические палетки с отношениями осей 1:2; 1:1,5 и площадью, равной 625 км². Вторая палетка использовалась на Малом Кавказе. Выбор таких отношений осей эллипсов обусловлен формой изосейст распространения сильных землетрясений.

Карта сейсмической активности (рис. 43) характеризуется максимальными значениями по $A_{10} = 0,8-1$ и минимальными $A_{10} = -0,1$. Конфигурация изолиний $A_{10} = 0,3$, разрешает выделить обособленные сейсмоактивные зоны: Закавказскую с максимальной активностью 0,8; Варташенскую — 0,8; Шемахинскую* — 0,8; Прикаспийскую — 0,7; Северо-Апшеронскую — 0,6; Бакинского архипелага — 0,4; Талышскую — 0,6; Севано-Кельбаджарскую — 1.

Кроме этих сейсмоактивных зон отмечаются отдельные обособленные участки с сейсмической активностью по $A_{10} = 0,3-0,4$, лежащие за пределами Азербайджана. Сейсмичность этих участков связана с единичными эпицентрами землетрясений и их нельзя рассматривать как самостоятельные сейсмоактивные области.

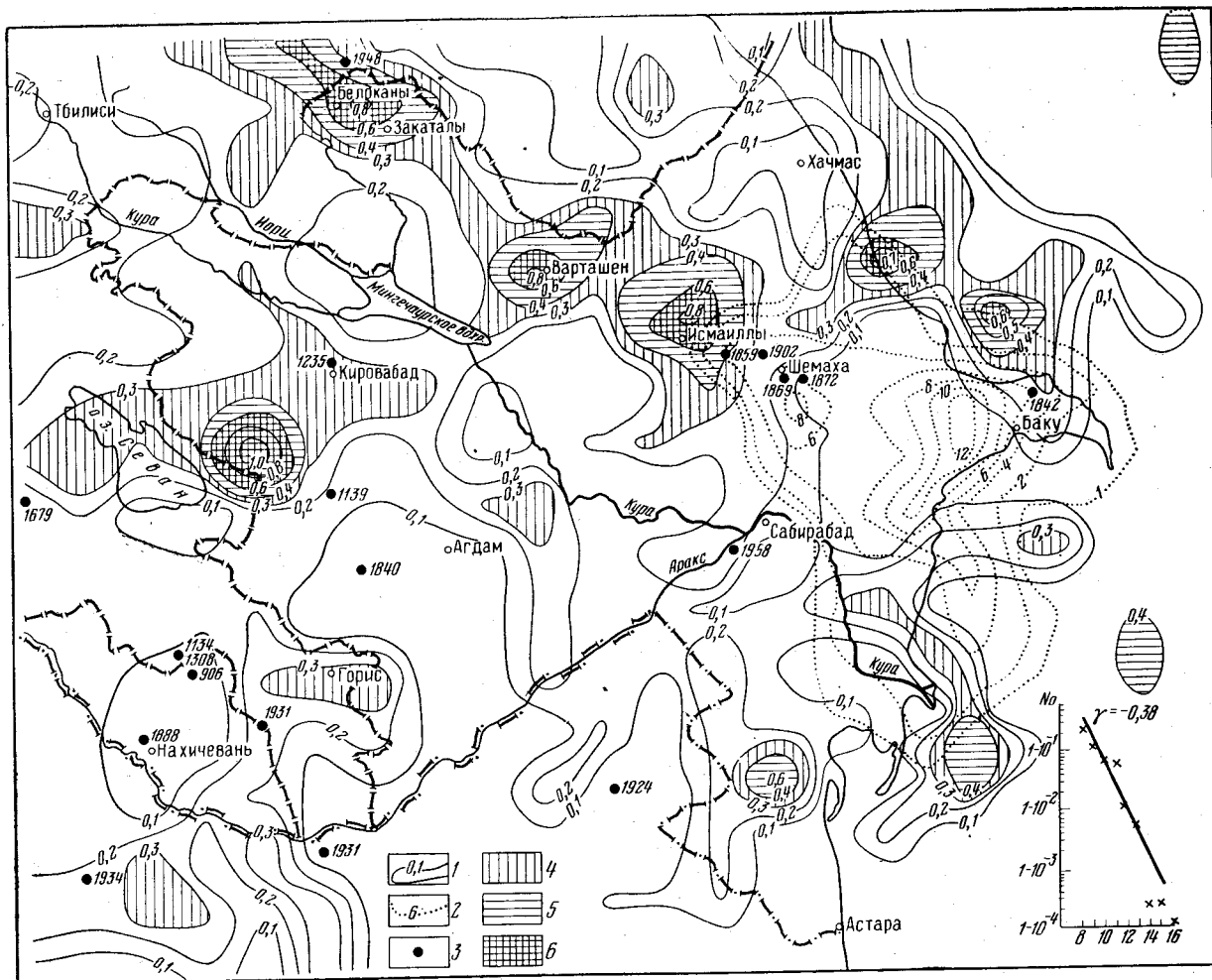
Нахичеванская, Апшеронская и Куринская зоны не выделяются изолиниями $A_{10} = 0,3$. Сейсмоактивность этих зон определяется распределением сильных землетрясений, которые не вошли в осреднение при расчетах. В связи с этим на карту нанесены эпицентры сильных землетрясений (см. рис. 43). Следует отметить, что сейсмическая активность Куринской зоны определяется как собственной сейсмичностью, так и землетрясениями окаймляющих ее горных сооружений. Наряду с сейсмоактивными зонами выделяется и асейсмичная Джейранкечмеская зона.

Сопоставление конфигурации сейсмоактивных зон с крупными геотектоническими структурами, с учетом глубины очагов землетрясений позволяет заметить, что главнейшими сейсмогенными структурами на южном склоне Большого Кавказа являются Вандамский антиклинорий,

* В Шемахинской зоне сейсмическая активность в изолиниях занижена из-за того, что при осреднении исключены сильные землетрясения.

Рис. 43. Карта сейсмической активности Азербайджана и график повторяемости землетрясений за 1859—1965 гг.

1 — изолинии сейсмической активности по A_{10} ; 2 — изолинии плотности грязевых вулканов на 625 км^2 ; 3 — эпицентры и годы сильных землетрясений $K > 13$; 4 — области с сейсмической активностью по $A_{10} = 0,3-0,4$; 5 — области с сейсмической активностью по $A_{10} = 0,4-0,6$; 6 — области с сейсмической активностью по $A_{10} = 0,6-0,8$



Зангинский надвиг и Баскальский покров. Выделенные здесь Закатальская, Варташенская и Шемахинская зоны, вытягиваясь вдоль этих структур, локализуются по Наялдагскому, Герадильскому, Зангинскому разрывам.

Прикаспийская сейсмоактивная зона, вытягиваясь вдоль Предкавказского разлома, обладает максимальной сейсмической активностью на пересечении с Сиазанским надвигом и Алтыгагачским разрывом.

На Малом Кавказе активные сейсмические проявления приурочены к Дилижан-Лачин-Ардебильскому разлому.

Сейсмическая активность Нахичеванской зоны вызывается тектоническими подвижками вдоль Ереван-Ордубадского разлома (Гаджиев, 1965).

Тальшская сейсмоактивная зона совпадает с юго-восточным окончанием Предмалокавказского разлома.

Наконец, сравнительно невысокая по своей активности зона Бакинского архипелага связана с подвижками в одноименной тектонической геоструктуре.

Асейсмичность Джейранкечмесской депрессии и частично южного Кобыстана обязана разрядке тектонических напряжений грязевыми вулканами. Число вулканов по плотности распределения в центральной части площади достигает 12 на 625 км².

Необходимо отметить, что при кратковременных детальных инструментальных наблюдениях на отдельных территориях (Шемаха—Исмаиллы—Варташенская зоны на 1951—1953 гг.) в период сейсмического возбуждения числовая характеристика сейсмической активности значительно увеличивается (в 50 и более раз по сравнению с вычисленными значениями по данным долговременных инструментальных наблюдений). Большая изменчивость сейсмического процесса не позволяет считать достаточно надежными какие-либо характеристики, полученные по данным кратковременных наблюдений и они ни в коей мере не могут повлиять на общую количественную оценку сейсмической активности исследуемого района.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Особенности геологического развития Азербайджана, его орографического плана и распределения высот, современных геоморфологических процессов предопределили наличие на его территории почти всех типов рельефа.

В высокогорном поясе (свыше 2500—2800 м) широкое распространение имеют древние ледниковые формы рельефа, представленные ступенчато расположенными карами, а также троговыми долинами, моренами. Благодаря интенсивно развитым процессам морозного выветривания здесь господствует скальный тип рельефа и широко развиты формы рельефа (осыпи, шлейфы, каменные потоки и др.), обязанные накоплению продуктов выветривания. Широко развиты солифлюкционные процессы.

В среднегорном поясе (от 1000—1400 до 2500—2800 м) основными формами рельефа являются долины рек и их водоразделы. Рельеф в основном эрозионный, степень расчленения его определяется густотой речной сети. Плоские водоразделы рек являются реликтами древних поверхностей выравнивания различного генезиса и возраста. При благоприятных геологических и физико-географических условиях на склонах долин рек развиты оползни.

Низкогорный и предгорный пояса рельефа (до 1000—1400 м) по генетическим особенностям и возрасту наиболее разнообразны. Они являются в основном также эрозионными, но здесь наиболее четко сохранились формы прямого тектонического рельефа, главным образом в пределах Апшеронского полуострова (Ширинов, 1965). В Кобыстане, в пределах Аджиноурских предгорий, в Нахичеванской АССР широко развиты аридные формы, представленные глинистым псевдокарстом, бедленом и др. Для Кобыстана и Апшеронского полуострова характерны формы рельефа, обусловленные деятельностью грязевых вулканов. В предгорьях юго-восточного погружения Большого Кавказа и Талыша сохранились морские террасы.

Равнинный и низменный пояса рельефа характеризуются формами, обусловленными аккумуляцией речных наносов и отложений древнего Каспия. В пределах Самур-Дивичинской низменности, Куринской впадины, котловины Аракса развиты аллювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиально-флювиогляциальные, аллювиальные равнины. По бортам равнин, у выхода рек из пределов гор, основными формами рельефа являются конусы выносов, а вдоль побережья Каспийского моря — золотые формы, представленные береговыми дюнами. Золотые формы частично развиты и в центральной и восточной частях Кура-Араксинской низменности (Юго-Восточная Ширвань, Муганская и Сальянская равнины). Для восточной части (Юго-восточная Ширвань) характерны также молодые антиклинальные поднятия, выраженные в рельефе в виде невысоких увалов и гряд субмеридиональ-

ного простирання. По бортам низменности местами сохранились уступы плейстоценовых террас Каспийского моря.

В деталях рельеф Азербайджана очень сложен и его современное геоморфологическое выражение подчинено особенностям развития крупных морфоструктур. С учетом особенностей тектоники, геологического развития, своеобразия типов рельефа и интенсивности развития современных рельефообразующих процессов на территории Азербайджана выделяются следующие геоморфологические области: Большой Кавказ (его южный склон и юго-восточное погружение), Куринская впадина, Малый Кавказ (вместе с приараксинской зоной) и Талыш.

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ

Большой Кавказ в пределах Азербайджанской ССР имеет глыбово-складчатое строение и состоит из ряда морфоструктур первого, второго и третьего порядков. Главный Кавказский хребет от горы Тиноросо до горы Гюлюмдусту отвечает горст-антиклинорной морфоструктуре, претерпевшей за плиоцен-четвертичное время поднятие до 3500—3600 м. К северу от нее расположена Шахдагская горст-синклинорная морфоструктура, которая за то же время испытала поднятие до 3400—3500 м, что в общем равно поднятию Главного хребта.

Антиклинорные морфоструктуры второго порядка, сформировавшиеся в плиоцене, охватывают Тенги-Бешбармагский, Кайтар-Коджинский, Ниалдагский, Алаташский хребты. За среднеплиоценово-четвертичное время они испытали поднятие до 1400—2000 м и развивались преимущественно к юго-востоку от Главного хребта. Более молодыми—позднеплиоценово-четвертичными антиклинальными морфоструктурами являются морфоструктуры в пределах Кобыстана (Гиджакинская) и северо-восточных предгорий Азербайджана (Кайнарджинская, Телембинская и др.). За это время они поднялись до 1200 м. Моноклинальные морфоструктуры представлены Ерфинским хребтом и Кусарской наклонной равниной. Помимо перечисленных, в основном соответствующих положительным формам тектоники, имеются и синклинальные морфоструктуры (Дибрарская, Келанинская, Маразинская, Чухурюрдская, Хильмилинская, Гюздекская и др.), для которых характерен обращенный рельеф. Между положительными морфоструктурами расположены грабен-синклинорные (Халтанская, Тугчайская, Лагичская, Алазано-Авторацкая) и синклинальные морфоструктуры (Амбизлярская, Вегверская, Кешская, Дзоглавинская и др.), выраженные в рельефе различного возраста понижениями.

В связи с резким колебанием высот рельефа (от —28 до 4500 м абсолютной высоты) в пределах азербайджанской части Большого Кавказа выделяется ряд высотных поясов рельефа.

Низменный пояс (от —28 до 300 м), окаймляющий горную территорию, расчленен многочисленными притоками рек Юго-Восточного Кавказа и сложен аллювиальными, пролювиальными и морскими отложениями.

Низкогорный пояс (300—1200 м) широко развит на обоих склонах Юго-Восточного Кавказа. На северном склоне он в основном представлен наклонными равнинами, с овражно-балочным расчленением и морскими террасами. На южном склоне расположены антиклинальные гряды, синклинальные плато, грязевые вулканы. Здесь широко распространены аридно-денудационные и гравитационные (оползни) формы рельефа.

К среднегорному поясу (1200—2200 м) относятся: интенсивно расчлененный южный склон Главного Кавказского хребта, Лагичские

горы и значительная часть северного склона Юго-Восточного Кавказа. В пределах данного пояса развиты глубокие долины рек с крутыми склонами местами сглаженными, местами с интенсивно расчлененными водораздельными пространствами, оползнями, речными террасами и т. д.

Высокогорный пояс (выше 2200—2800 м) охватывает в основном северо-западные части Главного и Бокового хребтов с развитыми нивально-гравитационными процессами. Здесь распространены ледниковые формы рельефа. Долины рек преимущественно носят характер ущелий.

В пределах Юго-Восточного Кавказа развиты межгорные котловины и депрессии эрозионно-тектонического (Алазано-Авторапская, Тугчайская, Халтанская группа котловин, Лагичская, Мюдринская, Дзоглавинская и т. д.), аридно-денудационно-тектонического (Вегверская, Агриджинская, Кешчайская и др.), эрозионно-денудационного (Нохурларская, Юзбашеванская и др.), экзарационно-тектонического (Шахнабадская) генезиса. Эти котловины, развитые в пределах разных горных поясов, имеют различный возраст.

Современная гидрографическая сеть азербайджанской части Большого Кавказа имеет поперечное и частично продольное направление. Долины рек продольного направления приурочены главным образом к синклиналим структурам. Таковы долины рек Тугчай, Гильгильчай (за исключением нижнего течения), Алазань, Агричай, Гирдыманчай и др. На некоторых участках продольные долины приурочены к линиям разрывов, надвигов, наиболее широко развитых в притоках основных рек южного и северного склонов Главного Кавказского хребта. Долины рек поперечного направления пересекают тектонические структуры вкрест их простирания. К ним относятся основные участки долин рек, врезанных в северные и южные склоны Главного Кавказского и Бокового хребтов.

В долинах рек азербайджанской части Большого Кавказа выделяется 14 цикловых террас. Сопоставление речных террас с фаунистически охарактеризованными морскими террасами дало возможность первые две террасы (1—3, 4—6 м) отнести к новокаспийскому, пять следующих по высоте террас (10—12, 16—18, 25—30, 35—40, 50—55 м) к хвалынскому, террасы высотой 65—70, 90—100, 110—125, 150—170, 180—200 м — к хазарскому, а последние две (220—240, 260—280 м) к бакинскому векам (Будагов, 1963).

Наличие аллювиальных отложений на ряде водоразделов и в древних конусах выноса позволило восстановить древнюю гидрографическую сеть. Древние долины раннеплиоценового возраста сохранились между Боковым и Главным Кавказским хребтами в верховьях рек Гирдыманчай, Пирсаатчай, Гильгильчай. В результате дифференцированного характера новейших тектонических движений и регрессивного развития эрозионных процессов древние долины пережили ряд перестроек. Одновременно с этим вследствие расширения суши в периферических частях гор формировалась более молодая сеть.

На северном склоне Юго-Восточного Кавказа древняя гидрографическая сеть в плиоцене была продольной, а в позднелиоценово-четвертичное время она получила в основном поперечное направление, а в раннечетвертичное время продольное направление имела долина Палео-Дивичи-Атачая. В позднем плиоцене и раннечетвертичное время в связи с активным ростом тектонических структур и изменением гидрологического режима рек древняя гидрографическая сеть южного склона Юго-Восточного Кавказа пережила ряд перестроек, в результате кото-

рых древние долины Палео-Тудар-Кенда, Палео-Пирсагатчай, Палео-Джангичай, Палео-Чикилчай и др. приняли современное направление.

Вследствие вертикального роста гор и изменения климатических условий Юго-Восточный Кавказ в позднем плиоцене и антропогене пережил два оледенения. Первое из них относится к позднему плиоцену, второе — к средне-позднечетвертичному времени. Позднеплиоценовое оледенение, носившее горно-долинный, местами плосковершинный характер, охватывало осевую полосу Главного Кавказского хребта, массив г. Шахдаг и Кызылкаинское плато. Следы этого оледенения сохранились в пределах высокогорий в виде троговых долин и морен (Кямская морена) (Думитрашко, Будагов, 1958; Будагов, 1957, 1965).

Среднечетвертичное оледенение характеризовалось тремя стадиями отступления: первая (Лезинская) была максимальной; последняя (Шахюрдская) — минимальной стадиями оледенения. Среднечетвертичное оледенение и его стадии выделяются на основании наличия моренных отложений (Лезинская, Шахдюзинская, Абильтдеринская, Арагакамская, Карачайская, Салаватская, Агбулагская, Шахюрдская и др.), троговых долин (Шахнабадская, Ятыгдеринская, Диндидагская, ТиновРоссинская и др.), каров и цирков.

Современные ледники, являющиеся реликтами последней стадии Курсарского оледенения, занимают площадь 6,4 км². Они развиты на вершинах гор Базардюзю, Шахдаг, Базарюрт и Тфан.

На Юго-Восточном Кавказе выделено восемь поверхностей выравнивания. Самая древняя из них Шахдагская (4000—4200 м) имеет крайне ограниченное распространение и охватывает водораздельные пространства между горами Базардюзю-Тфан и Шахдаг-Кызылкая. Шахюрдская поверхность выравнивания (3500—3600 м) окаймляет среднюю часть Шахдагского и значительную часть Кызылкаинского плато (Будагов, 1966). Она развита довольно широко вдоль водораздела Главного Кавказского хребта (у гор Диндидаг, Каракая, Халахель и др.). Салаватская поверхность выравнивания (2800—3000 м) развита главным образом в пределах водораздельной линии Главного Кавказского хребта и отходящих от него отрогов. Особенно хорошо она выражена в пределах южного склона. Ковдаг-Дибрарская поверхность выравнивания (2000—2400 м) занимает в основном водоразделы отрогов Главного и Бокового хребтов (к востоку от Кызыл-Каинского плато), а также водоразделы Ниалдагского и Ковдагского хребтов. Тахтайлагская поверхность выравнивания (1500—1600 м) широко распространена в верховьях рр. Пирсагатчай и Сумгаитчай, в пределах водораздела Главного Кавказского хребта к юго-востоку от сел. Алтмагач и на южном склоне Главного Кавказского хребта. Чухурюртская (1200—1300 м), Шемахинская (600—800 м) и Кобыстанская (300—500 м) поверхности выравнивания развиты преимущественно в пределах низкогорий и предгорий Юго-Восточного Кавказа.

Анализ палеогеографических условий и сопоставление поверхностей выравнивания с террасами рек позволяет Шахдагскую поверхность выравнивания отнести к раннему сармату, Шахюрдскую — к началу позднего сармата, Салаватскую — к началу века продуктивной толщи, Ковдаг-Дибрарскую — к среднему плиоцену, Тахтайлагскую к акчагылу, Чухурюртскую к апшерону, Шемахинскую к позднему плиоцену — раннечетвертичному времени, Кобыстанскую к ранне-среднечетвертичному времени (Думитрашко, 1954; Лилиенберг, 1962; Будагов, 1966).

В пределах гор наиболее интенсивным рельефообразующим процессом является гравитация. Осыпи, россыпи, развитые преимущественно в пределах высоких гор, являются одним из активных очагов, под-

питающих сели. Оползни, занимающие около 26% площади (4035 км²) азербайджанской части Большого Кавказа, развиты весьма широко и особенно активны в бассейнах рек Гирдыманчай, Вельвеличай. Аридно-денудационные процессы развиты в Кобыстане, в основном на южном склоне Коджашен-Ингарского хребта, в бассейнах рек Вегвер, Тугчай, Вельвеличай и др., благодаря чему склоны гор (особенно южные) интенсивно расчленены. На них развит бедленд и глинистый карст.

Карст в известняках юры и мела развит преимущественно в пределах средних гор, где наблюдаются небольшие карстовые пещеры.

Для рельефа южного склона Юго-Восточного Кавказа характерны грязевые вулканы. В рельефе они выражены в виде конусов, возвышающихся над окружающими их равнинами на 300—400 м (горы Тоурагай, Боздаг, Большой и Малый Кянизадаг, Котурдаг, Отманбоздаг, Давалидаг и др.). Кроме того, имеются сопочные поля с относительной высотой до 30—50 м. Конусы грязевых вулканов приурочены главным образом к брахискладчатым структурам и в своем расположении подчинены простираению разрывов (Лилиенберг, 1962; Ширинов, 1965).

Вдоль прибрежной полосы Каспийского моря наблюдаются грядовые пески и дюны, занимающие значительную территорию.

КУРИНСКАЯ ВПАДИНА

Куринская впадина, кажущаяся на первый взгляд однообразно построенной морфоструктурой Кавказа, характеризуется сложным геоморфологическим строением, обусловленным наличием различных генетических типов и форм рельефа.

Современный рельеф впадины имеет тесную связь с другими элементами природной среды (геологическим строением, грунтовыми водами, почвами, растительностью), чем и определяется большое практическое значение ее рельефа. Ведущая роль в формировании рельефа впадины играли колебания уровня Каспийского моря, выражавшиеся в трансгрессиях и регрессиях. Последний морской бассейн покинул пределы Куринской впадины в период регрессии позднехвалынского моря, а в крайней восточной части — новокаспийского.

Формирование современного рельефа Куринской впадины шло на фоне общего абсолютного ее прогибания, величина которого только в акчагыле достигает 1000—1200 м, приуроченного к ее средней части. Начиная с ранне- и среднечетвертичного времени в северной (прибортовой) полосе впадины опускания сменились поднятиями, сопровождавшимися складчатыми и разрывными нарушениями. В результате этих движений, носивших дифференцированный характер, сформировался первично-тектонический рельеф Джейранчельских и Аджиноурских предгорий.

Дифференцированный характер четвертичных движений особенно резко проявляет себя в пределах Юго-Восточной Ширвани, где формируются антиклинальные гряды и возвышенности, осложненные грязевыми вулканами.

В четвертичное время область опускания, вследствие поднятия бортов и западной части впадины, испытывает значительное сокращение, однако темп и амплитуда прогибания по сравнению с поздним плиоценом резко увеличиваются. Наибольшее прогибание испытывает Нижне-Куринская часть впадины, где мощность четвертичных отложений превышает 1100—1200 м (Мамедов и др., 1966, 1967). На фоне общего опускания происходит рост и окончательное оформление современного структурного плана и рельефа. В области интенсивной аккумуля-

муляции продолжают медленно расти антиклинальные структуры (Бабадзе, Троцюк, 1961; Ширинов, Троцюк, 1966).

В пределах Куринской впадины подошва морского акчагыла залегает на абсолютной отметке +600 м (в Средне-Куринской и северной прибортовой частях впадины) и —4000 м (в осевой части Нижне-Куринской впадины). Поверхность выравнивания акчагыльского возраста в прибортовой полосе впадины приподнята до абсолютной отметки 800—900 м. Таким образом, общий размах новейших тектонических движений в Куринской впадине равен 4600—4800 м. Таким же путем определяется амплитуда общего размаха движений за четвертичный период, равная 1800 м.

Большим размахом характеризуются и горизонтальные движения по надвигам, амплитуда которых только за последний отрезок неотектонического этапа (четвертичный период) достигает местами 2500 м (Агабеков, Мамедов, 1960).

В пределах средне-куринской части и северной прибортовой полосы Куринской впадины широко проявились разрывные движения, следствием которых является резкая асимметрия антиклинальных складок, нередко опрокинутых в сторону осевой части впадины и осложненных надвигами амплитудой до 1500—2000 м и более. Центральная полоса впадины, оконтуренная нулевой горизонталью, представляет собой плоскую, местами заболоченную равнину. Река Кура врезана в эту равнину на глубину около 3—4 м. Прикуринская низменность оконтуривается с юга, запада и севера наклонной (1—3°, иногда до 5°) аллювиально-пролювиальной равниной шириной 40—50 км. Генетически она соответствует конусам выноса рек и межконусным понижениям. Высота левобережной (Ширванской) части равнины достигает лишь 100 м, в то время как правобережная ее часть поднимается до 120—140 м (Мильская равнина) и 450—500 м (Карабахская равнина). Левобережная равнина вследствие образования в средне- и позднечетвертичное время антиклинальных гряд и возвышенностей Боздаг, а также прикуринской полосы Джейранчельских низгорий замыкается у Мингечаурского ущелья р. Куры, в то время как правобережная часть равнины вдается далеко на запад и сливается с Борчалинской равниной в низовьях р. Храми.

Глубина вреза рек в Ширванской части наклонных равнин едва достигает 4—5 м. Лишь местами, на участках локальных поднятий, она достигает 10—12 м. В правобережной части в связи со значительным колебанием высот равнины глубины вреза рек колеблются в пределах от 15—20 (Карабахская равнина) до 40—100 м и более (Гянджинская и Нафталанская равнины).

Наиболее высокоприподнятые части равнины расположены у юго-восточного погружения Карабахского (Приараксинская равнина 250—800 м) и Мровдагского (Нафталанская равнина 300—800 м) хребтов. Эти равнины на поверхности сложены верхнеплиоценовыми континентальными галечниковыми отложениями и характеризуются овражно-балочным расчленением. Возрастным аналогом указанных равнин является верхняя ступень Карабахской равнины (выше 240—250 м), отличающаяся меньшей высотой (400—450 м) и почти не расчлененной поверхностью.

В предгорной полосе на высоте 800—1000 м прослеживается поверхность выравнивания верхнеплиоценового (акчагыл — нижний апшерон) возраста. Местами на высоте 450—600 м встречается еще одна поверхность выравнивания. Она не носит регионального характера и образование ее связано с местными (локальными) условиями. В эту

поверхность врезаны речные террасы хазарского и хвалынского возраста, что позволяет считать ее возраст гюрджанским.

Современный рельеф северного борта Куринской впадины осложнен молодым складчатым низкогорьем (Юго-Восточная Кахетия, Джейранчель, Аджиноурские и Ленгезбизско-Хараминские предгорья), сформировавшимся в четвертичном периоде, вследствие чего северная часть впадины (Алазано-Агричайская депрессия) оказалась обособленной, Алазано-Агричайская депрессия отделяет Джейранчель и Аджиноурские предгорья от южного склона Большого Кавказа. Высота низкогорья колеблется в пределах от 400—450 м (в центральной части) до 800—1000 м (на востоке и западе).

Джейранчельские и Аджиноурские предгорья состоят из линейно расположенных асимметричных антиклинальных гряд, часто опрокинутых на юг и разделяющих их синклинальных долин и котловин. Глубина вреза рек, которые образуют при пересечении полосы предгорий antecedentные долины, измеряется величиной от 300—400 м в центральной части предгорий и до 500—600 м на западе и востоке (долины рек Алазани и Ахсу). Асимметричность гряд и хребтов предгорий, обусловленная первоначально тектоническим строением, усиливается характером денудационных процессов. Склоны южной экспозиции гораздо больше расчленены, чем северные. Южные склоны покрыты густой сетью овражного расчленения типа бедленда. Причем бедленд и сопутствующий ему глинистый карст максимальное развитие получают в центральной пониженной части предгорий, в междуречье Алазани и Алиджанчая. Ими расчленены здесь южные склоны не только южных, но и северных гряд (Камыкаинская и Кудбарекдагская гряды), местами даже северные склоны южных гряд (Коджашенская и Боздагская гряды).

В низменной части Куринской впадины морфологически отчетливо выделяются равнины четырех возрастных генераций: позднеплиоценовая (Нафталанская и Приараксинская равнины, а также верхняя ступень Карабахской равнины), гюрджанская (Борчалинская, Гянджинская равнины и верхняя ступень Мильской равнины, а также нижняя ступень Карабахской равнины), хвалынская (Ширванская равнина, Прикуруинская равнина, значительная часть Муганской равнины) и новокаспийская (низменная часть Юго-Восточной Ширвани, Сальянская низменность, восточная часть Ленкоранской низменности и прилегающая часть Муганской равнины ниже 20 м).

В пределах Кура-Араксинской низменности выделяются следующие генетические типы равнин: флювиогляциальные, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиально-делювиальные, делювиальные, аллювиально-озерностаричные, аллювиально-морские, морские, делювиально-грязевулканические.

Флювиогляциальные равнины занимают очень ограниченную площадь и соответствуют наиболее древним конусам выноса рек Карачай, Инчачай, Тергер и др.

Наибольшую площадь занимают аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины. К ним относятся Ширванская (западная часть), Карабахская, Приараксинская, Гянджинская, Борчалинская и Караязская равнины. Пролувиально-делювиальные и делювиальные равнины развиты на тех участках, где выходящие на низменность реки не имеют постоянного стока. Подобные равнины развиты в пределах Мильской низменности, юго-западной части Муганской равнины, в восточной половине Ширванской низменности и отдельными фрагментами наблюдаются в предгорной полосе Ширванской и Карабахской равнин.

Аллювиально-озерностаричные равнины занимают центральную, прикуринскую полосу Кура-Араксинской низменности.

К аллювиально-морским равнинам относятся северо-восточная часть Муганской низменности, западная часть Юго-Восточной Ширвани, Сальянская и Ленкоранская низменности, а к морским — восточная половина равнины Юго-Восточной Ширвани. В предгорной полосе последней развиты делювиально-грязевулканические равнины.

В Куринской впадине наблюдаются различные генетические формы рельефа, осложняющие характер поверхности. По своему генезису они подразделяются в основном на две категории. Первая категория — формы рельефа, генетически связанные с формированием самих равнин и обусловленные главным образом экзогенными факторами. К ним относятся конусы выноса рек, межконусные понижения, древние русла, прирусловые валы, старицы (ахмазы), озерные понижения и т. д. Вторая категория — формы рельефа, обусловленные эндогенными факторами. К ней относятся брахиантиклинальные гряды и увалы, а также конусовидные возвышенности грязевых вулканов.

Формирование конусов выноса и их геоморфологическое строение тесным образом связаны с новейшей тектоникой (Ширинов, 1961). Сопоставление геоморфологического строения конусов выноса и аллювиально-пролювиальных шлейфов с новейшими движениями показывает, что на участках, где происходило наращивание гор за счет предгорной полосы равнин и формирование молодых складчатых гор, при ритмичном характере этих процессов, реки образовали серию (от двух до четырех) конусов выноса (рек Аракс, Тертер, Инджачай, Каркарчай, Хачинчай, берущие свои истоки с Малого Кавказа, и Гирдиманчай, Джебатаңчай, Геокчай, Турианчай и Алиджанчай, текущие с Большого Кавказа). Наличие в низовьях рек единого аллювиально-пролювиального шлейфа и лишь одного конуса (рек Болгарчай, Дзегамчай, Джагирчай, Шамхорчай и др.) свидетельствует, по-видимому, о моноклинальном поднятии всей предгорной равнины, втянутой в общее сводовое поднятие гор.

Северо-восточный борт Нижне-Куринской впадины (Ленгезбизско-Алятская зона предгорий и Юго-Восточная Ширвань) наряду с другими районами Азербайджана (Кобыстан, Апшеронский полуостров и Бакинский архипелаг в Каспийском море) является уникальным регионом на земном шаре, где классически развиты грязевые вулканы и формы рельефа, генетически связанные с ними. Здесь расположено около 67 грязевых вулканов, т. е. примерно $\frac{1}{3}$ от всего их количества в Азербайджане. По морфологическим признакам выделяются две разновидности грязевых вулканов: конусовидные вершины и сопочные поля, образование которых связано с эксплозивной фазой деятельности грязевых вулканов. На поверхности кратеров, которые морфологически представляют собой воронкообразные углубления или платообразные ровные площадки различного размера, наблюдаются грязевые сопки, сальзы и грифоны.

В пределах предгорий, прилегающих к Куринской впадине, самым западным пределом развития грязевых вулканов является Шемахинское плато, если не считать небольшую грязевую сопку, расположенную восточнее с. Баскал, на правом берегу р. Ахсу. На Шемахинском плато грязевые вулканы расположены вблизи сс. Матраса, Чархан, Мелик-Чобанлы и Кушчу.

Указанные грязевые вулканы морфологически представляют собой типичные сопочные поля, едва заметные в топографии местности. Поэтому они совершенно не расчленены и имеют караваеобразную форму, иногда вогнутую в центральной части (Чарханский вулкан). Да-

лее к востоку, в пределах северо-восточной, прибортовой полосы Нижне-Куринской впадины, грязевые вулканы развиты более интенсивно.

Периодические колебания уровня четвертичных морских бассейнов оставили следы в северо-восточной прибортовой зоне Куринской впадины в виде десяти морфологически выраженных аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных морских террас различного возраста: —22 м — новокаспийская; —10—16 м, 0 м — позднехвалынские; 17 м — раннехвалынская; 40—45; 75—80; 100—120 и 130—150 м — раннехазарские (гюргянский); 200 и 240 м — позднебакинские*.

Кроме этого, выделяются локально развитые террасы на высоте 100 м (на южном склоне Мало-Хараминского хр.) и 35—40 м (на юго-западном склоне Мишовдагской гряды). Возраст их определяется соответственно как позднехазарский и раннехвалынский.

Морские террасы значительно деформированы, местами принимая участие в складчатости.

В пределах юго-восточного борта впадины в строении Мильско-Карабахской равнины прослеживаются выраженные в рельефе перегибы в уклонах поверхности и уступы на высотах 0, 20, 40—50, 90—100, 120, 140, 180—200 и 240 м, представляющие, по-видимому, погребенные под аллювиально-пролювиальными отложениями террасовые ступени (Волобуев, Ширинов, 1965). Террасы характерны и для склонов собственно долины р. Куры. На участке Рустави—Мингечаур здесь прослеживаются террасы высотой 1—3, 4—5, 8—15, 14—21, 24—41, 49—112, 37—117, 72—154, 142—150, 176, 199, 227 и 254 м, имеющие возраст: I—II — новокаспийский, III—V — хвалынский, VI—XI — хазарский и XII—XIV — бакинский.

В прибортовой зоне Куринской впадины, особенно в полосе молодых складчатых предгорий, наблюдается серия (до 16) речных террас. Террасы сопровождают antecedentные участки долин и значительно деформированы. В долинах рек Алинджачай и Агсу выделяются террасы высотой 0,5—1, 2—6, 8—10, 13—18, 22, 27—30, 35—52, 49—80, 60—105, 80—121, 134—140, 148—160, 180—200 м. В долине р. Агсу выделяются и более высокие террасы, имеющие высоту 240—270, 300 и 320—340 м. Террасы хорошо коррелируются с морскими террасами и Шемахинской поверхностью выравнивания позднеплиоценового возраста, на основании чего возраст террас долин рек Алинджачай—Агсу определяется следующим образом: I—II — новокаспийский; III—VI — хвалынский; VII—XI — хазарский; XII—XIII — бакинский. Высокие террасы долины р. Агсу имеют позднеапшеронский возраст.

В пределах Куринской впадины в прибрежной полосе Юго-Восточной Ширвани обширную площадь занимают эоловые формы рельефа (бугристые пески и дюны), которые чередуются с плоскими солончаковыми депрессиями. Последние в новокаспийское время представляли лагуны, а в настоящее время подвержены дефляционным процессам и являются основным источником питания эоловых форм.

МАЛЫЙ КАВКАЗ

В общем виде Малый Кавказ представляет собой сложнопостроенную складчато-глыбовую морфоструктуру (Сихалибейли, 1966), в пределах которой орографически и геоморфологически довольно четко выделяются морфоструктуры второго порядка, к которым следует отнести Мровдаг-Карабахскую, Севано-Акеринскую зоны, Карабахское

* Возраст 200 м террасы на горе Большой Мишовдаг определяется как раннехазарский (гюргянский).

вулканическое нагорье, Арпа-Базарчайскую, Даралагез-Зангезурскую и Среднеараксинскую зоны. В пределах каждой из них могут быть выделены и более мелкие морфоструктурные единицы, в той или иной степени выраженные в рельефе (Кельбаджарская мульда, Пантское, Богурханское поднятия и др., Башкенд-Достафюрская котловина и др.) (Антонов, 1961). Возраст названных морфоструктур различен, однако следует подчеркнуть, что нижний возрастной предел их заложения выходит за рамки геотектонического этапа и, следовательно, в формировании их играли существенную роль не только новейшие (неогеновые), но и более древние тектонические движения. Для геоморфологии Малого Кавказа характерно наличие унаследованных и наложенных внутригорных котловин. Таковы Башкенд-Достафюрская, Чайкендская, Атеркская, Степанакертская, Сирикская котловины, частью заполненные верхнеплиоценово-четвертичными, аллювиально-пролювиальными, валунно-галечными отложениями.

Существенную роль в геоморфологии Малого Кавказа играли вулканические процессы, наиболее интенсивно проявившиеся в конце плиоцена — первой половине четвертичного периода.

Основными формами эрозионного рельефа Малого Кавказа являются речные долины и их водоразделы, часть которых представляет собой древние поверхности выравнивания различного генезиса и возраста.

Долины рек характеризуются чередованием поперечных, суженных участков, с участками расширенными, к которым приурочен основной комплекс надпойменных террас. Как правило, расширенные продольные участки долин приурочены к синклиновым структурам (Атеркская, Башкенд-Достафюрская котловины), в то время как поперечные участки пересекают пологие структуры вкrest их простирания (долины рек Дзегамчай, Шамхорчай при пересечении Шамхорского антиклинория, долина р. Тертер при пересечении Карабахского антиклинория). Одной из характерных особенностей террас долин рек юго-восточной части Малого Кавказа является всюду наблюдаемое их погружение в направлении от истоков рек к устьям и только в отдельных случаях имеются частные отклонения от этой общей закономерности, связанные с тектоническими деформациями, что в значительной степени осложняет определение возраста террас.

В долинах рек юго-восточной части Малого Кавказа насчитывается 8—11 уровней террас различной сохранности, причем они отчетливо группируются в три серии высоких, средних и низких террас. К низким террасам относятся первая (1—2,5 до 3 м), вторая (4—8 до 15 м), третья (20—26 до 30 м) и четвертая (22—45 до 60 м) террасы. Это преимущественно аккумулятивные террасы, сложенные крупным валунисто-галечным материалом, часто покрытым суглинками. К средним террасам относятся пятая (75—80 м) и шестая (75—106 м) эрозионно-аккумулятивные террасы. Развиты они менее отчетливо, чем нижние террасы, и сохранились фрагментарно. Высокие террасы — седьмая (125—160 м) и восьмая (160—180—200 и более метров) и более высокие (260—280, 330—350 м) эрозионные. На основании сопоставления террас долин рек юго-восточной части Малого Кавказа с террасами долины р. Куры, соотношений с акеринской и герюсинской свитами возраст террас долин рек юго-восточной части Малого Кавказа датируется: первая и вторая террасы — новокаспийские; третья и четвертая — хвалынские, пятая, шестая, седьмая — хазарские и позднебакинские; восьмая — раннечетвертичная. Более высокие (280, 350 и более метров) уровни террас отвечают различным этапам формирования Малого Кавказа в позднем плиоцене.

В пределах юго-восточной части Малого Кавказа выделяются Нафталанская (700—900 м), Чардахлинская (800—900 до 1400 м), Тертерская (1600—1800 до 2000 и более м), Мыхтокянская (2000—2200 до 2700 м), Севанская (2400—2800 м) и Гиналдагская (3000—3200 м) поверхности выравнивания (Антонов, 1966). По своему генезису поверхности выравнивания юго-восточной части Малого Кавказа являются преимущественно эрозионно-денудационными, однако часть их, расположенная в районе низких предгорий северо-восточных склонов Малого Кавказа, может быть абразионной. Наиболее достоверно определяется возраст Нафталанской поверхности выравнивания, которая под небольшим покровом надакчагыльских галечников срезает осадки акчагыла. Можно полагать, что процесс формирования (выравнивания) этой поверхности связан с раннеапшеронской трансгрессией моря. В конце апшерона — начале бакинского века, вследствие усилившихся поднятий и эрозионных процессов в центральной части Малого Кавказа, поверхность была перекрыта галечниками. Таким образом, возраст этой поверхности можно принять как позднелиценново-четвертичный. Возраст высоких и средних поверхностей выравнивания, отвечающих наиболее ранним этапам формирования рельефа юго-восточной части Малого Кавказа, остается менее ясным. По В. Е. Хаину (1964), время формирования исходной, т. е. наиболее древней поверхности выравнивания на Кавказе, отвечает раннеорогенная стадия его геосинклинального развития. На Малом Кавказе эта стадия отвечает раннему олигоцену, когда в результате предшествующих поднятий образуется единая область размыва — Малокавказская геоантиклиналь. На основании этого, а также анализа коррелятивных отложений (Габриелян, Думитрашко, 1962; Шихалибейли, 1966) Гиналдагская и Севанская поверхности сопоставляются с нижним — средним олигоценом.

Мыхтокянская, Тертерская и Чардахлинская поверхности соответственно могут быть отнесены к миоцену и позднему плиоцену (акчагылу — раннему апшерону), поскольку палеогеографическая обстановка и состав коррелятивных отложений исключает вероятность планации рельефа в позднем олигоцене, раннем и среднем плиоцене. Поверхности выравнивания юго-восточной части Малого Кавказа имеют низовое происхождение, о чем свидетельствуют хорошо сохранившиеся на некоторых из них (Нахичеванская АССР) мощные валунно-галечные отложения, залегающие на водоразделах рек на абсолютной высоте 1900—2000 м и более и на высоте 360 м над местными базисами эрозии, накопление которых происходило явно в условиях менее расчлененного рельефа и на более низком гипсометрическом уровне.

Наиболее приподнятые участки горного рельефа юго-восточной части Малого Кавказа подвергались позднелиценновому (апшеронскому) и позднечетвертичному (хвалынскому) оледенениям. В Армении С. П. Бальяном и Н. В. Думитрашко отмечены морены среднечетвертичного оледенения. Оледенения были карово-долинного типа. Последнее оледенение, сопоставляемое с вюрмом, характеризовалось пятью-семью стадиями отсутствия, снеговая линия располагалась ниже современной на 600—800 м (Маруашвили, 1956).

Большую роль в формировании современного рельефа юго-восточной части Малого Кавказа играл наземный вулканизм, начало проявления которого отмечается в позднем сармате. Мощные проявления вулканизма, приуроченного к возникшим или оживленным разломам, имело место в раннем, среднем и позднем плиоцене и в четвертичное время. Позднелиценновому и четвертичному излиянию лав обязан современный рельеф Карабахского нагорья, представленный крупными

вулканами, шлаковыми конусами, ступенчатыми лавовыми плато и потоками, озерами запрудного генезиса.

Данные по деформациям речных террас, поверхностей выравнивания и вулканизму позволили подойти к решению вопроса о характере и темпе новейших тектонических движений юго-восточной части Малого Кавказа. Как уже было отмечено выше, горное сооружение юго-восточной части Малого Кавказа рассматривается как крупная складчато-глыбовая сложнопостроенная морфоструктура, в пределах которой новейшие движения имели резко дифференцированный и в основном унаследованный характер. Эта особенность четко проявляется в чередовании (в плане) зон наиболее интенсивных и менее интенсивных поднятий. Первые выражены высокими горными хребтами, вторые — обширными межгорными понижениями. Составленная по данным поверхностей выравнивания карта величин новейших поднятий показывает, что наибольшими поднятиями в новейшем этапе характеризовались Зангезурский и Мровдагский хребты (3000—3500 м). Средние величины поднятий (2000—2500 м) свойственны Карабахскому хребту. Межгорные котловины (Башкент-Достафюрская, Атеркская и др.) испытали поднятия и в пределах 800—1000 м.

В истории развития рельефа юго-восточной части Малого Кавказа выделяется несколько этапов, каждому из которых свойствен определенный тип рельефа. На грани миоцена и плиоцена, в среднем и в конце позднего плиоцена рельеф юго-восточной части Малого Кавказа подвергался расчленению, которое наиболее интенсивным было в позднем плиоцене, о чем свидетельствуют большой мощности крупнообломочные отложения, развитые в полосе предгорий. В среднем — начале позднего миоцена, в позднем плиоцене интенсивность поднятий на Малом Кавказе была относительно пониженной и рельеф его переживал некоторое выравнивание. Отдельные этапы развития рельефа в антропогене фиксируются ступенчатым расположением террас в долинах рек.

Своеобразным геоморфологическим районом является приараксинская зона, в пределах которой выделяются морфоструктуры Зангезурского, Даралагезского хребтов и Среднеараксинской депрессии. Одной из характерных особенностей рельефа Нахичеванской АССР является четко выраженная вертикальная поясность. Высокогорье занимает центральную часть Зангезурского и Даралагезского хребтов и характеризуется развитием структурно-денудационных, нивально-ледниковых и эрозионных типов рельефа. Средние горы занимают склоны названных хребтов. Это денудационно-структурные, эрозионные и аридно-денудационные горы, интенсивно расчлененные долинами рек и их притоками. Низкие горы характеризуются сравнительно менее интенсивным расчленением и наличием широко распространенного моноклинального рельефа. Здесь развиты преимущественно аридно-денудационные рельефообразующие процессы. Южную часть занимает долина р. Аракс, являющаяся обширной межгорной депрессией, в пределах которой большим распространением пользуются высокие эрозионно-аккумулятивные плато и аллювиально-пролювиальные и аллювиальные равнины.

Характерной чертой рельефа Нахичеванской АССР является наличие поверхностей выравнивания, форм древнего оледенения, древних долин и обширных котловин эрозионно-тектонического и эрозионно-денудационного происхождения, денудационных плато, а также экстрозивных куполов, хорошо выраженных в современном рельефе (Азизбеков, 1961; Абасов, 1970).

Поверхности выравнивания расположены на высотах 800—1000, 1100—1200, 1700—1800, 2000—2200 и 2400 м. Самая молодая из них

(Араксинская 800—1000 м) расположена в пределах депрессии Аракса и возраст ее относится к раннечетвертичному времени; Дуздагская (1100—1200 м) отнесена к апшерону; Нахичеванская (1700—1800 м), наиболее широко развитая в пределах республики и несущая на своей поверхности флювиогляциальные отложения, считается акчагыльской; Гиланчайская (2000—2200 м), развитая главным образом в пределах восточной части Нахичеванской АССР отнесена к средне-позднемиоценовому времени; наконец, возраст самого высокого уровня (2400 м), согласно имеющимся данным, определяется как ранне-среднеолигоценый. Указанные поверхности выравнивания имеют низовое эрозионно-денудационное происхождение и в различной степени деформированы.

Следы древних оледенений сохранились на водоразделах и склонах Зангезурского и Даралагезского хребтов и представлены карами, троговыми долинами, моренами и флювиогляциальными отложениями. Анализ названных форм рельефа позволяет говорить о двукратном — позднеплиоценовом и позднечетвертичном оледенении. Последнее носило горно-долинный характер, а этажно расположенные кары свидетельствуют о том, что период оледенения сопровождался не только изменением климата, но и вертикальным ростом гор (Абасов, 1970).

Основные реки принадлежат бассейну р. Аракс и по долинам их развито шесть надпойменных террас, из которых низкие (1—3, 5—10, 10—50 м) врезаны в верховьях рек Кюкичай, Бичанаг, Салвард, Шахбуз в флювиогляциальные отложения позднечетвертичного оледенения; четвертая терраса (15—60 м) отнесена к раннехвалынскому, более высокие террасы — к хазарскому и бакинскому времени.

Участки древних долин, хорошо сохранившиеся в бассейнах рек Восточный Арпачай (Ахурачай), Нахичеванчай (Джагричай), Карадара, Дюглюн, Айлис, Ганза и Ордубад, свидетельствуют о сложности формирования современной гидрографической сети Нахичеванской АССР, о ее перестройках за новейший этап развития рельефа.

На территории Нахичеванской АССР интенсивно развиты селевые явления, приуроченные к Зангезурскому и Даралагезскому хребтам. Для Зангезурского селеносного района характерны водокаменные, а Даралагезского — грязекаменные селевые потоки.

Геоморфологический анализ рельефа Нахичеванской АССР позволяет выделить в пределах республики ряд районов, характеризующихся особенностями проявления новейших тектонических движений. Основной формой их проявления является сводовое поднятие. Последнее устанавливается по геологическим и геоморфологическим данным. Для территории республики выделяются в основном две области — область поднятий и область относительных опусканий. К области поднятий относится вся горная часть республики, ограниченная с юго-запада аккумулятивными плато и равнинами. В пределах ее можно выделить ряд районов (Зангезурский, Даралагезский и др.), отличающихся величинной поднятий и особенностями морфоструктур. Так, Зангезурский хребет представляет собой сложную горст-антиклинорную морфоструктуру, особенности рельефа которой обусловлены крупной интрузией гранитоидов. Даралагезский хребет представляет складчато-глыбовую структуру и ныне интенсивно растущую, что вытекает из antecedентного характера долины р. Восточный Арпачай в районе пересечения ею названного хребта. К молодым образованиям относится Неграмское (Джувльфинское) куполовидное поднятие. Граница между областью поднятий и областью относительных опусканий проходит по глубинному разлому, фиксируемому выходами мелких интрузивных тел. К юго-западу от этого разлома расположен наложенный межгорный прогиб

долины Аракса, опускания в котором происходили до позднего плиоцена включительно. В антропогене прогиб претерпевает медленные дифференциальные поднятия, в результате которых произошло его расчленение на ряд эрозионно-аккумулятивных плато и равнин. В плиоцен-четвертичное время продолжается рост древних структур, о чем свидетельствуют деформации поверхностей выравнивания, наличие глубоких врезов речных долин и накопление мощных аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений в депрессии Аракса.

ТАЛЫШ

Талышские горы занимают крайнюю юго-восточную часть Азербайджанской ССР и представляют собой брахиантиклинорий, сложенный в основном вулканогенно-осадочной толщей палеогена. Основными морфоструктурными единицами его являются Алашар-Буроварский хребет, Ярдымлинская депрессия, Талышский и Пештасарский хребты, отвечающие соответственно Буроварскому антиклинорию, Ярдымлинскому синклинорию и Астаринскому антиклинорию.

На юго-западе брахиантиклинорий резко обособлен крутым склоном Талышского хребта, обращенным к Ардебильской котловине (Иран), а противоположный склон всей горной системы полого понижается в северо-восточном направлении. В том же направлении происходит и омоложение слагающих его отложений (от палеоцена до позднего миоцена включительно).

Густая речная сеть, имеющая в основном поперечное направление по отношению к геологическим структурам, обусловила интенсивное расчленение рельефа Талыша. На востоке его горная часть крутым склоном обращена к террасированной Ленкоранской низменности. На ее поверхности и в полосе низких предгорий (склон Алашар — Буроварского хребта) выражены низкие (аккумулятивные), средние (абразионно-аккумулятивные и абразионные) и высокие (абразионные) террасы. По Б. А. Антонову (1953) и П. В. Федорову (1957), морские террасы Ленкоранского побережья имеют возраст: высотой 21 м — новокаспийский, 2 м — позднехвалынский, 20—45—50 м — нижнехвалынский, 80—100—130 и 150—170 м — хазарский и 200—280 (220—280) м — бакинский. С морскими террасами Ленкоранского побережья хорошо увязываются террасы долины рек (Виляжчай, Ленкоранчай и др.), насчитывающие восемь-девять уровней. По возрасту они расчленяются на новокаспийские (I и II), хвалынские (III и IV), хазарские (V и VI) и бакинские (VII и VIII). В Талыше, как и на Малом Кавказе, в долинах рек выделяются и более высокие уровни террас, фиксирующие отдельные этапы развития рельефа в позднем плиоцене. Наиболее полно перечисленные террасы развиты в нижнем течении р. Ленкоранчай и в бассейне р. Алашачай.

Поверхности выравнивания Талыша изучались Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовым (1953, 1958), В. П. Ренгартеном (1958), Б. А. Антоновым (1964, 2). Здесь выделено шесть уровней поверхностей выравнивания — Астраханбазарская (250—450 м), Ярдымлинская (800—1000 м), Лерикская (1000—1200 м), Чайрудская (1600—1800 м), Мистанская (2000—2200 м), Кюмюркейская (2400 м), имеющие соответственно среднепозднечетвертичный, раннечетвертичный, апшеронский, акчагыльский, миоценовый и олигоценный возраст. По данным анализа деформаций морских и речных террас и поверхностей выравнивания, в Талыше выделяются зоны различной интенсивности и знака проявления новейших тектонических движений (Антонов, 1964₂).

Талышский, Пештасарский и Алашар-Буроварский хребты образуют зоны наиболее интенсивных поднятий плиоцен-четвертичного возраста. Расположенная между ними Ярдымлинская депрессия относится к зоне умеренных или даже слабых поднятий (относительных опусканий). Наличие в долинах рек названной депрессии молодых цокольных террас, а также интенсивное развитие оползневых процессов свидетельствует об оживлении поднятий, в которое втягивается Ярдымлинская депрессия. Таким образом, новейшие поднятия в Талыше носили сложный складчато-глыбовый дифференциальный характер и такие хребты, как Пештасарский и Алашар-Буроварский представляют собой поднятия, унаследованные от древнего структурного плана.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Территория Советского Азербайджана и прилегающая акватория Каспийского моря относительно хорошо изучены геофизическими методами.

Постоянно действующие сейсмические станции на территории Азербайджана расположены в гг. Баку, Шемахе, Кировабаде, Ленкоране, Нахичевани, Мингечауре и на о. Жилой. Используя записи землетрясений на этих станциях и на станциях, действующих на территории Армении, Грузии и Дагестана, были вычислены средние значения мощностей земной коры и ее отдельных слоев. Результаты этих исследований следующие (табл. 11).

Т а б л и ц а 11

Автор	Район	Гранит + осадочный слой, км	Мощность слоев, км		
			гранит	базальт	земная кора
Е. А. Розова, 1939	Кавказ	—	46±5	14±5	60±5
А. И. Левицкая, 1959	Прикаспийский р-н Кавказа	—	—	—	60
Н. К. Карапетян, 1953	Малый Кавказ	—	37±2	15±2	52±2
В. П. Кузнецов, 1956	Шемахинский р-н	8	—	—	—
Ш. С. Рагимов, 1966	—	—	—	—	48—50

Сейсмический режим сейсмоактивных областей изучается сетью временных сейсмических станций. Результаты обработки записи этих станций в комплексе с данными других геофизических наблюдений были использованы при прослеживании зон глубинных разломов.

Обработка записей сейсмических волн проводилась также и по данным Мингечаурского и Карадагского промышленных взрывов. Наиболее полные данные о строении земной коры были получены от Карадагских взрывов (Гаджиев, 1965). По записям волн от Мингечаурского взрыва вычислены мощности земной коры в Кировабадской области (Балавадзе, Твалтвадзе, 1966).

Более надежные данные о глубинной структуре земной коры получены методом ГСЗ. В начальный период применения метода использовался только класс продольных преломленных (квазиголовных) волн, регистрируемый в области первых вступлений (Требукова, 1962). Однако в связи с дальнейшим развитием динамической теории распространения сейсмических волн при обработке материалов ГСЗ были использованы также доминирующие по интенсивности классы отражен-

ных и дифрагированных волн, регистрируемые в основном в области последующих вступлений (Ализаде и др., 1965; Раджабов, Бабазаде, 1966; Шекинский, Раджабов и др., 1967; Раджабов, Керимов, 1968).

Первые работы методом ГСЗ в Азербайджане были поставлены на Каспийском море в 1956 г. (Аксенович, Аронов и др., 1962; Ганбаров, 1963; Шапировский, Раджабов, 1966). В последующем они прово-

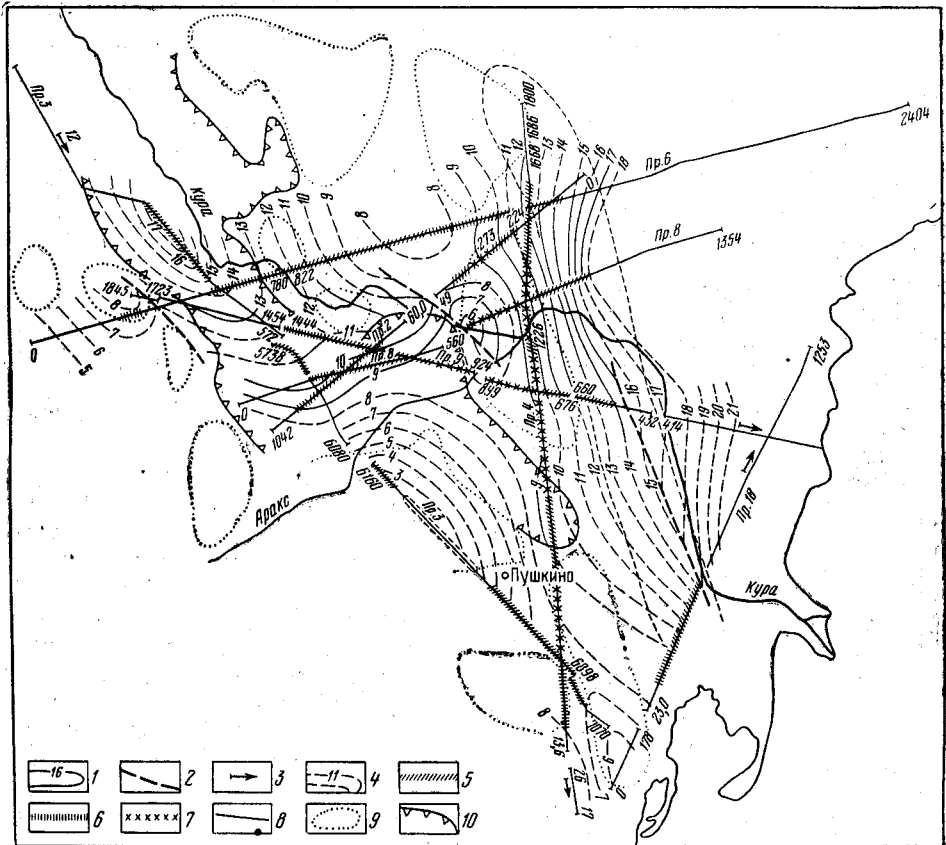


Рис. 44. Схема профилей ГСЗ и КМПВ с изолиниями глубин и распределением граничных скоростей по поверхности консолидированной коры

- 1 — изолинии поверхности консолидированной коры в км; 2 — нарушения по данным ГСЗ КМПВ;
- 3 — направление падения и глубины поверхности фундамента; 4 — значение V_2 — 5,8—5,9 км/сек;
- 5 — значение V_2 — 6,0—6,3 км/сек; 6 — значение V_2 — 6,4—6,6 км/сек; 7 — значение V_2 — 6,7—6,8 км/сек;
- 8 — профили ГСЗ КМПВ; 9 — локальные максимумы скважины по данным обобщения 1966—68 гг.;
- 10 — границы тектонических областей по данным гравразведки

дильсь только на суше и были сосредоточены в основном в восточной части Куринской впадины. С 1956 по 1967 г. на море и на суше отработано 22 профиля ГСЗ—КМПВ* общей длиной более 4262 км, в том числе на море 2375 км. План расположения этих профилей на местности дается на рис. 44.

Сейсмические наблюдения проводились на продольных и реже на поперечных профилях. Наибольшая детальность изучения строения

* Разделение объектов изучения КМПВ и ГСЗ в значительной мере условно. КМПВ изучает верхнюю часть земной коры, в том числе поверхность фундамента, а ГСЗ — поверхность фундамента и другие границы в земной коре, расположенные глубже поверхности фундамента.

земной коры была достигнута при методике непрерывного профилирования на продольных профилях (Шекинский, Раджабов и др., 1967; Ализаде, Ахмедов и др., 1968).

В период 1951—1954 гг. в Прикаспийско-Кубинской области было выполнено 150 вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) с разносами АВ=20—30 км. Эти работы дали возможность проследить поверхность высокого сопротвления в Кусаро-Дивичинском синклинории, залегающую на глубинах 4—8 км. Электроразведка с большими разносами АВ в 1954 г. проводилась также в Ждановском и Агджабединском районах, где помимо ВЭЗ был опробован метод дипольного акваториального зондирования (Андреев, 1963; Абдуллаев, Джафаров, 1962).

С 1958 г. применяются методы теллурических токов (ТТ) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Этими методами было изучено поведение глубинных высокоомных горизонтов в Прикаспийско-Кубинской и Нижне-Куринской областях. В 1966—1967 гг. в Нижне-Куринской области методом МТЗ были отработаны два региональных профиля общей протяженностью около 300 м.

Характер геофизических полей. Гравитационное поле Азербайджана, отраженное на карте аномалий Буге с поправкой за рельеф для предгорных и горных районов, является типичным для альпийской геосинклинальной области.

С целью использования данных гравиметрии для изучения глубинного строения земной коры карта аномалий Буге была разделена на схемы региональных и локальных полей, условно названных картами аномалий Буге первого и второго порядка. Разделение аномалий было выполнено путем осреднения аномального поля с применением квадратной палетки со стороной 40 км. После такого разделения на карте региональных полей первого порядка выделились Талыш-Вандамский, Шамхор-Талышский максимумы и максимум, расположенный на юго-востоке Южного Каспия — максимум Година. Эти аномалии вырисовываются на фоне более крупного минимума, занимающего территорию всего Азербайджана и Южного Каспия. Перечисленные максимумы делают это поле на Дагестанский, Южно-Каспийский, Алазано-Среднекуринский и Малокавказский минимумы. Характерная особенность этих аномалий заключается в том, что минимумы в целом имеют большую интенсивность, чем максимумы. Последние, как правило, по абсолютному значению находятся на таком уровне, на котором находятся региональные максимумы платформенных областей.

Глубокие минимумы отделяются от максимумов гравитационными ступенями. Наиболее интенсивными являются три ступени, протягивающиеся по направлениям Махачкала—Красноводск, Лагич—Кызылагач, Ардебиль—Лачин—Дилижан. Менее интенсивные ступени протягиваются вдоль южного склона Большого Кавказа и северного склона Малого Кавказа. Выделяются также ступени, проходящие по линии Куткашен—Чахырлы (Имишлы) и по линии Ереван—Ордубад. Аномалии второго порядка в целом ориентированы в кавказском направлении (рис. 45). В Нижне-Куринской депрессии контуры максимумов отклоняются на юг-юго-восток. На Малом Кавказе подобное направление простираения свойственно Шальвинскому (Мыхтеянскому) максимуму. Региональные аномалии Буге первого порядка, как показывают расчеты, соответствуют суммарному гравитационному влиянию изменения уровня залегания поверхностей доюрского консолидированного комплекса пород и мантии (Гаджиев, 1965).

Аномалии второго порядка в депрессионных областях отражают строение доюрского консолидированного комплекса. Максимумы анома-

лий Буге соответствуют поднятиям поверхности консолидированной коры.

По характеру аномалий вертикальной составляющей (Z_a) и полных аномалий (ΔT) геомагнитного поля территория Азербайджана подразделяется на следующие три части: область отрицательных значений, область положительных значений и область «пестрого» мозаичного поля с аномалиями переменного знака (Терешко, Прозорович,

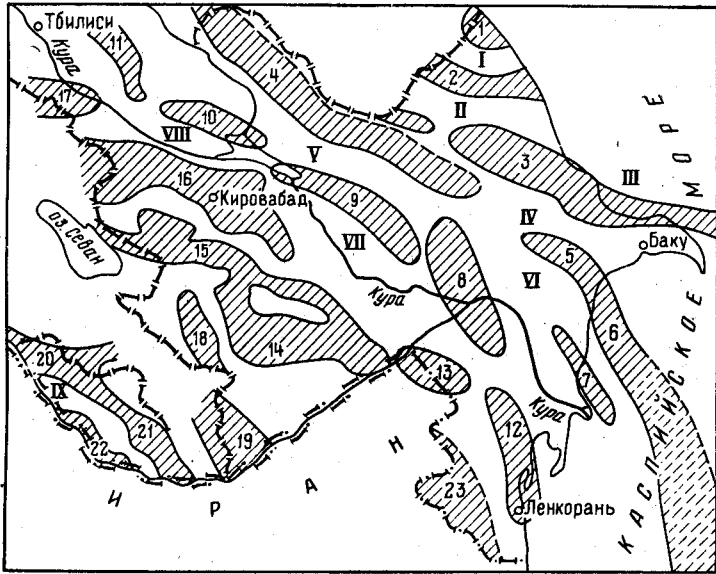


Рис. 45. Схема расположения региональных аномалий Буге (второго порядка) Азербайджана. Составили Р. М. Гаджиев и М. М. Раджабов

Максимумы: 1 — Яламинский, 2 — Кусары-Хачмасский, 3 — Дибрарский, 4 — Исмаиллы-Белоканский, 5 — Яваныдаг-Сангачальский, 6 — Максимум Бакинського архипелага, 7 — Навагинский, 8 — Саатлы-Кюрдамирский, 9 — Геокчай-Мингечаурский, 10 — Эльдарский, 11 — Сагареджский, 12 — Предталышский, 13 — Чахырлы-Наримановский (Белясувар-Карадонлинский), 14 — Садахлинский, 15 — Мровдагско-Шахдагский (восточная часть — Муганлы-Гюлятагский); 16 — Кировабад-Казахский (Шамхорский); 17 — Садахлинский; 18 — Шальвинский (Мыхтежянский), 19 — Кафанский, 20 — Садарак-Бадамлинский, 21 — Ордубадский, 22 — Нахичевано-Джувльфинский, 23 — Талышский. Минимумы: I — Гяляр-Худатский, II — Минимум северного склона Большого Кавказа; III — Северо-Приапшеронский; IV — Апшероно-Центрально-Кавказский; V — Алазано-Агричайский; VI — Нижне-Куринский; VII — Евлахский; VIII — Чатминский; IX — Джаргинский

1963). Первая область охватывает восточную часть республики и прилегающую акваторию Каспия. Наиболее низкие значения Z_a до 400—500 γ относятся к Большому Кавказу, для остальных участков поля значения Z_a составляют от 250 до —150 γ , на участке Средне-Куринской низменности довольно четко оконтуривается Геокчайский минимум с изоаномалией —300 γ в центре. На фоне регионального минимума в этой области выделяется также слабовыраженный, но довольно крупный по занимаемой площади Хиллинский максимум.

Вторая область занимает всю западную низменную часть республики от меридиана 40°30'. В пределах этой области, на фоне относительно спокойного поля, выраженного значениями порядка +150—200 γ , отмечается ряд довольно хорошо оконтуренных локальных аномалий. Наиболее заметными из них являются Зардобский максимум с амплитудой до +600 γ , Предбоздагский максимум с амплитудой до

+500γ, Шамхорский максимум с отдельными вершинами до +600—700γ, Имишлы-Саатлинский максимум с амплитудой до +400—+450γ и др.

При сопоставлении карты аномалии Z_a с картой аномалий Буге устанавливается, что северо-восточный выступ Имишлы-Саатлинского максимума Z_a совпадает с южной половиной Саатлинского гравитационного максимума. Однако вершина его смещена к юго-востоку и находится между Саатлинским и Белясувар-Карадонлинским гравитационными максимумами. Зардобский магнитный максимум приурочен к западному склону Талыш-Вандамского гравитационного максимума.

Третья область аномального магнитного поля занимает Малый Кавказ, где отдельные резко выраженные аномалии обоих знаков имеют интенсивность от нескольких сотен до 10 000γ.

На южном склоне Большого Кавказа аномалии геомагнитного поля Z_a и ΔT , как правило, занимают большие площади, чем это отмечается на северном склоне Малого Кавказа.

Наблюдаемое волновое поле по всем наземным профилям носит прерывистый характер. В структуре волнового поля наряду с основными классами волн (отраженными и преломленными) визуально выделяются также дифрагированные волны и различные типы волн-помех, связанные в основном с верхней частью осадочных отложений.

Указанные классы волн на плоскости годографа объединяются в различные группы, связанные с осадочным комплексом, консолидированной корой и верхней частью мантии. Таким образом, анализ волнового поля позволяет наметить в общих чертах трехслойную модель строения земной коры в Азербайджане.

На морских сейсмограммах выделяются четыре основные группы преломленных волн (Аксенович, Аронов и др., 1962). Основные данные об указанных группах преломленных волн следующие (табл. 12).

Таблица 12

Группа волн	Индекс группы	Индекс границы	Кажущаяся скорость, км/сек	Средняя скорость до границы, км/сек	Граничная скорость, км/сек	Глубина границы, км	Поверхности раздела в земной коре
I	—	d_I	9—4,8	2,5	3,4—4,3	2—6	С границами в осадочной толще
II	P_0	d_{II}	5—7,0	2,6—3,5	5,7—6,8	1—20	Поверхность кристаллического фундамента
III	P^*	d_{III}	5—8,0	3,3—4,7	6,3—6,8	15—20	Поверхность базальтового слоя
IV	P	d_{IV}	7—10,0	4,6—5,3	8,0—8,2	30—45	Поверхность Мохоровичича

Интерпретация этих волн позволяет проследить и построить три основные границы раздела: поверхность консолидированной коры, «базальтового» слоя и границы Мохоровичича.

Результаты геофизических исследований. Наиболее полное представление о глубинном строении земной коры было получено на участках профилей, где использовались данные различных классов, регистрируемых волн (преломленных, отраженных и дифрагированных). По данным преломленных волн, наиболее надежно на всех профилях ГСЗ и КМПВ отбивается верхняя граница консолидированной коры — поверхность фундамента. Подошва земной коры — граница Мохоровичича.

чича в связи со сложностью волновой картины и недостаточностью систем наблюдения определяется неповсеместно.

Глубина залегания поверхности фундамента изменяется в большом диапазоне от 0 до 25 км (см. рис. 44). Граничная скорость v_r для этой поверхности также меняется в достаточно широких пределах от 5,6 до 6,8 км/сек с преобладанием 6,2 км/сек. Сравнение этих скоростей с данными лабораторных измерений скоростей продольных волн для кислых, основных и ультраосновных пород в зависимости от давления и температуры показывает, что наблюдаемое различие в скоростях v_r вызвано в основном не изменением глубины залегания поверхности фундамента и соответственно давления вышележащей толщи (более 4500 кг/см²), а связано с составом пород консолидированной коры. Области значений скоростей с $v_r=6,0$ км/сек и $v_r=6,7-6,8$ км/сек в условиях давлений и температуры, возможных на указанных глубинах, совпадают соответственно с полями скоростей для интрузивных пород гранодиоритового и габбрового составов. Кроме того, выделяются две другие области скоростей с $v_r=5,7-5,9$ км/сек и $v_r=6,4-6,8$ км/сек.

Преобладающие значения скорости v_r в пределах каждой области соответственно равны 5,8; 6,2; 6,4 и 6,7 км/сек. Пространственная корреляция этих областей указывает на существование скоростной неоднородности (см. рис. 44) (Раджабов, Ригер, 1970). Зоны стыков различных областей изменения скорости v_r сопровождаются осложнениями волнового поля, в частности появлением дифрагированных волн (Раджабов, Бабазаде, 1966; Раджабов, 1969) и потерей корреляции первых волн. В плане такие зоны совпадают с контурами локальных гравитационных аномалий (Ализаде и др., 1965; Ализаде, Ахмедов и др., 1968).

Величина граничной скорости v_r вдоль поверхности Мохоровичича более стабильна и характеризуется значениями 8—8,1 км/сек.

Кроме указанных двух основных сейсмических границ, в толще земной коры выделяются также промежуточные границы раздела. По преломленным волнам определяется одна, реже две границы. Первая из них с $v_r=7,0-6,6$ км/сек условно названа кровлей «базальтового» слоя. Значительное число таких границ удается выделить по данным отраженных волн, особенно при применении направленных способов регистрации (Раджабов, Керимов, 1968).

Анализ данных по сухопутным профилям ГЗС, КМПВ № 3, 4, 5, 6, 8, 9 показывает (Раджабов, 1969), что отражающая способность поверхности кристаллического фундамента на разных участках профилей разная. Участки с граничными скоростями $v_r=6,2$ км/сек в значительной части не являются отражающими границами; участки со скоростью $v_r=6,7$ км/сек, как правило, совпадают с отражающими площадками. Внутри «гранитного» слоя отражающие границы выделяются редко. Отсюда можно заключить, что слой «гранита», по данным ГЗС, почти не расслаивается и в целом ведет себя физически более однородно. «Базальтовый» же слой характеризуется наличием большого количества отражающих площадок вплоть до его подошвы и ниже, т. е. расслоение наблюдается и в верхней части мантии. Интенсивность отражений на сейсмограммах от таких промежуточных и непротяженных границ, связанных как с кровлей, так и внутренней структурой слоя «базальта» имеет один и тот же порядок. Это указывает на весьма плавное изменение волнового сопротивления вещества коры Куринской впадины. Действительно, по значениям распределения среднелучевых скоростей отраженных волн отмечается слабоскоростная дифференциация пород консолидированной коры при относительно высоких значениях скоростей, изменяющихся от 4,1 км/сек при $H=10-12$ км до 6,0 км/сек при $H=60$ км. Следовательно, в интервале разреза мощ-

ностью около 50 км скорость по вертикали изменяется всего лишь на 1,9—2,0 км/сек (Али-Заде, Ахмедов, и др., 1968). Расположение большинства отражающих площадок как для отдельных профилей, так и для разных участков одного и того же профиля, в совокупности рисует более или менее стройную картину, позволяющую судить о внутреннем строении слоя «базальта». В этом слое по характеру залегания большинства отражающих площадок можно выделить субгоризонтальное их расположение, а также наклонное, рисуемое выпуклые и вогнутые границы. Указанные формы залегания отражающих площадок в толще «базальтового» слоя в основном соответствуют поведению его поверхности (Раджабов, 1969).

Таким образом, в результате сейсмических исследований устанавливается различие в строении и физических свойствах слоя «гранита» и слоя «базальта» как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Сейсмические материалы по некоторым профилям не позволяют определить мощность слоя «базальта». Можно лишь предположить, что мощность его намного больше мощности «гранитного» слоя. На отдельных профилях в Южном Каспии мощность «базальтового» слоя достигает 15—20 км.

Наиболее слабо, по данным ГСЗ на суше изучена поверхность Мохоровичича. Более полные данные относительно глубин ее залегания получены на море.

Результаты интерпретации данных региональных сейсмических исследований, гравиметрии и сейсмологии в сочетании с анализом геологических материалов (Кириллова, Сорский, 1956; Милановский, Хаин, 1963; Хаин, Шарданов, 1952; Шихалибеги, 1956, 1964₂—1966) позволили составить сводную схему рельефа консолидированной коры, а также схемы рельефа «базальтового» слоя и поверхности Мохоровичича для территории Азербайджана и прилегающих акваторий Среднего и Южного Каспия. Ниже рассматриваются только схемы рельефа поверхности кровли и подошвы консолидированной коры.

Сводная схема рельефа поверхности консолидированной коры (Али-Заде, Ахмедов и др., 1968) (рис. 46) отражает также распределение мощностей осадочного чехла. Основные прогибы консолидированной коры и соответственно наибольшие мощности осадочного чехла приурочены к Куринской и Южно-Каспийской впадинам, а также к Кусаро-Дивичинскому прогибу. В пределах прогибов мощность осадочного чехла достигает соответственно 14,25 и 9 км.

Наименьшие глубины до фундамента отмечены в осевых зонах горных областей, а в современных депрессиях они приурочены к крупным положительным аномалиям силы тяжести. Так, в азербайджанской части Большого Кавказа поверхность фундамента отмечается на глубине около 9 км; на отдельных участках Малого Кавказа — на глубинах от 0 до 2 м; в пределах крупного Талыш-Вандамского максимума силы тяжести — 7—8 км в центральной части и 2—4 км в южной, Приталышской части.

В Южно-Каспийской впадине участки глубокого погружения фундамента и больших мощностей осадочного чехла, порядка 20 км, отмечаются в ее южной части (Предэльбурский прогиб), а также на южном погружении складчатой зоны Бакинского архипелага и в причеленкенской части Каспия. Максимальный прогиб (около 25 км) фиксируется к юго-востоку от Апшеронского полуострова.

В Средне-Каспийской впадине значительный прогиб фундамента (15 км) отмечается в ее южной части — к северу от Апшеронского полуострова.

Среди поднятий фундамента особый интерес представляет Саатлинское, находящееся в осевой зоне Талыш-Вандамского гравитационного максимума (Федынский, 1937; Абакелиа, 1959; Цимельзон, 1959; Ализаде и др., Гаджиев, 1965, Али-Заде, Цимельзон, 1966).

По результатам интерпретации данных ГСЗ, КМПВ и по гравиметрическим расчетам строение земной коры здесь в широтном сечении может быть представлено в виде блока с весьма неглубоким зале-

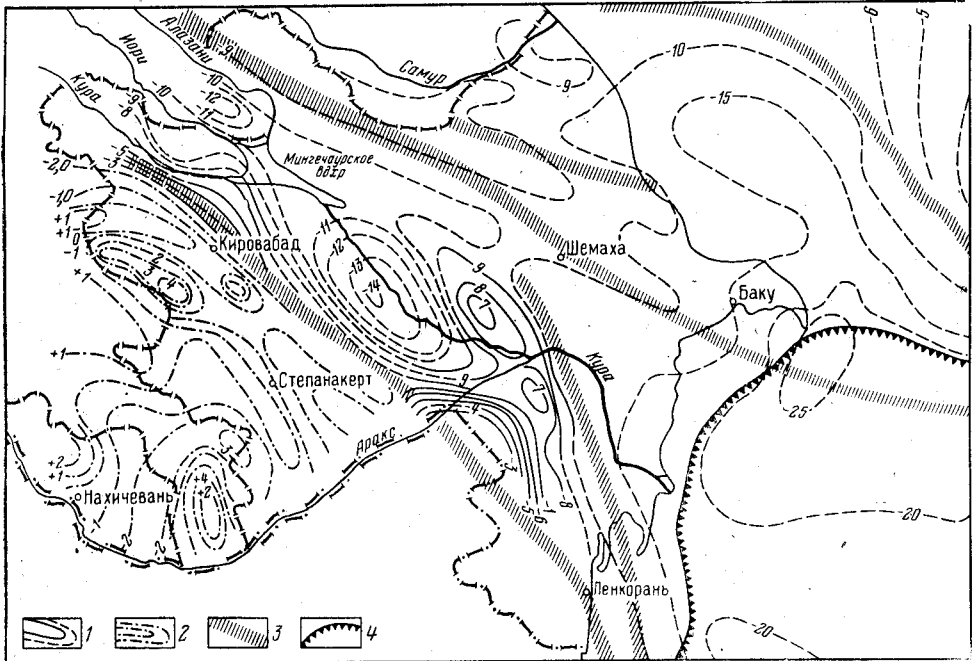


Рис. 46. Схема рельефа поверхности консолидированной коры. Составили М. М. Раджабов, Г. А. Ахмедов

1 — изогипсы поверхности консолидированной коры по геофизическим данным (гравиметрия, ГСЗ КМПВ), км; 2 — изогипсы поверхности консолидированной коры по геологическим данным (доюрский фундамент); 3 — зоны глубинных разломов по гравимагнитным и другим данным; 4 — контур отсутствия «гранитного» слоя

ганием (7—8 км) пород типа «базальтового» слоя с граничными скоростями 6,7—6,8 км/сек и отсутствием «гранитного» слоя (Али-Заде, Раджабов и др., 1965; Раджабов, Бабазаде, 1966). Это поднятие рядом исследователей интерпретируется как срединный массив древнего заложения (Куликов, 1961; Ализаде, Ахмедов и др., 1965; Ахмедов, Куликов, 1968). Допускается также, что здесь имеется «гранитный» слой, переработанный путем густой пронизанности его магматическими породами основного состава (Федынский, 1937; Цимельзон, 1959).

Азербайджанская часть Большого Кавказа по поверхности консолидированной коры прослеживается в виде сравнительно узкого погружающегося поднятия, которое в районе Бабадага разветвляется на два выступа — Северо-Апшеронский, или Дибрарский, и Южно-Кобыстанский, или Северадаг-Сангачальский. Область погружения этих глубинных тектонических элементов, охватывающая Апшеронский полуостров и прилегающие морские зоны, определяется как крупный периклинальный прогиб (Ализаде, Цимельзон, 1966). В южной части этого прогиба прослеживается протяженная зона разлома, которая на юго-вос-

токе доходит до Туркменского побережья Каспия, а на западе следует вдоль юго-западного склона Большого Кавказа до границы с Грузией.

Несмотря на относительную близость к дневной поверхности пород фундамента в некоторых областях Азербайджана (Малый Кавказ, Сатлы-Кюрдамирская и Белясувар-Карадонлинская зоны) установление возраста фундамента оказалось весьма трудным. Это обстоятельство связано с тем, что по материалам геофизических наблюдений не удается различить слои докембрийского и доюрского комплексов особенно в местах, где они практически совпадают, например на Малом Кавказе в Куринской впадине. Установлено, что физические параметры пород нижней юры там, где они достаточно сильно метаморфизованы, по существу не отличаются от полученных для нижнепалеозойских образований, гранитов и докембрийских пород. Поэтому скорости сейсмических волн в доюрских и докембрийских породах и гравитационный эффект от изменения формы поверхности и уровня этих слоев, независимо от их возраста, могут быть одинаковы.

Схема рельефа поверхности Мохоровичича. Первые сведения о глубине залегания поверхности Мохоровичича и толщине земной коры в Азербайджане были получены по данным сейсмологии (Розова, 1939). На основании этих исходных данных, с учетом гравитационной карты, была оценена толщина земной коры для различных пунктов Кавказа, в том числе для Азербайджана и Каспийского моря (Балавадзе, Твалтвадзе, 1960; Балавадзе, Шенгелая, 1961; Гаджиев, 1965).

Аналогичные оценки проводились также на основании данных промышленных взрывов. Сравнительно более достоверные данные о характере и глубинах залегания поверхности мантии — границы Мохоровичича («М») в Азербайджане получены методом ГСЗ (Раджабов, 1969).

Анализ и обобщение этих данных показывают, что граница «М» — сложная поверхность, представляющая собой зону взаимоперехода коры и мантии, мощность которой местами достигает около 10 км. Верхи мантии, включая и зону взаимоперехода, расслаиваются по упругим свойствам. Сейсмические границы, отмеченные в пределах этой зоны, равнозначно могут быть отнесены к поверхности мантии. Поэтому поверхностью граница «М» может быть названа лишь условно. Это обстоятельство значительно осложняет корреляцию разрезов земной коры и может повлечь за собой неправильную интерпретацию гравитационных данных. По характеру записи глубинных отраженных волн, отличающихся наибольшей энергетической выразительностью, и по интенсивности во много раз превышающих интенсивность других волн, а также сравнительно большому интервалу непрерывной прослеживаемости (15—25 км) при удалениях на 130—150 км от пунктов взрыва можно предположить скачкообразное изменение упругих свойств и, возможно, плотности пород в зоне взаимоперехода коры и мантии.

По данным ГСЗ о глубине залегания границы «М», полученной в 1962 г. по профилю № 3 с учетом гравитационной карты, весьма приближенно построена первая схема рельефа границы «М» (рис. 47). Схема в первом приближении отражает также характер изменения толщины земной коры в пределах рассматриваемой территории. Анализ этой схемы позволяет выделить прогибы Большого Кавказа, Малого Кавказа и Предмалокавказский (Шамхор-Талышский) выступ. Куринская впадина характеризуется промежуточным положением между прогибом Большого Кавказа и Предмалокавказским выступом. Границы этих структур осложнены глубинными разломами (Гаджиев, 1965; Рагимов, 1966; Бабазаде, 1967, 1969; Раджабов, Бабазаде, 1969).

Как указывалось, по данным преломленных волн внутри консолидированной коры выделяется также горизонт с граничными скоростями

7,0—6,4 км/сек, условно названный поверхностью «базальтового» слоя. На основании данных о глубине его залегания с учетом материалов гравиметрии построена схема рельефа этого слоя, позволяющая в ряде случаев объяснить природу региональных гравитационных аномалий (Балавадзе, Шенгелая, 1961; Гаджиев, 1965; Цимельзон, 1965).

Результаты региональных сейсмических исследований дают возможность оценить также мощности различных слоев земной коры и их соотношений. Наиболее достоверно эта оценка проведена лишь для двух слоев коры: осадочного и «гранитного» в пределах восточной части Куринской впадины (Ахмедов и др., 1969).

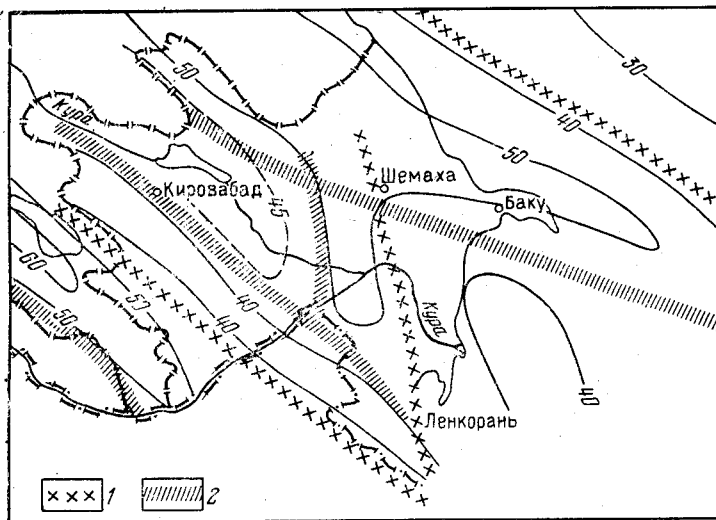


Рис. 47. Рельеф поверхности мантии (стратоизоги́псы, км).

Составили Р. М. Гаджиев, М. М. Раджабов

Зоны глубинных разломов: 1 — ярко выраженных в геофизических полях; 2 — слабо выраженных в геофизических полях

Анализ сейсмических материалов позволяет установить обратную зависимость между мощностями «гранитного» слоя и осадочной толщи. Большим мощностям «гранитного» слоя соответствуют малые мощности осадочной толщи, и наоборот.

Характер зависимости между глубиной залегания фундамента и мощностью земной коры показывает, что погружение фундамента сопровождается увеличением осадочной толщи и уменьшением мощности земной коры или подъемом границы «М». Воздымание поверхности фундамента влечет за собой увеличение мощности земной коры, т. е. погружение границы «М» и уменьшение мощности осадочной толщи. Эта корреляционная зависимость в пределах Восточной части Куринской впадины носит примерно линейный характер.

Мощность «гранитного» слоя испытывает значительные колебания — от 0 до 10—13 км, т. е. местами толщина «гранитного» слоя постепенно уменьшается вплоть до полного его выклинивания. Участки отсутствия «гранитного» слоя заполнены внедрившимися массами основных пород.

Сопоставление этих результатов с данными гравиметрии показывает, что в целом наблюдается довольно удовлетворительное качественное соответствие структурных форм по поверхности фундамента с аномалиями гравитационного поля в редукции Буге. При этом устанавли-

вается не только совпадение крупных максимумов и минимумов с областями поднятий и погружений, но и отдельных локальных аномалий низшего порядка. Наблюдается также совпадение общего направления изоаномал силы тяжести с изолиниями глубин.

Из качественного сопоставления сейсмических данных с гравитационной картой следует, что наибольшее влияние на характер гравитационного поля оказывает суммарное влияние не только морфология рельефа поверхности фундамента и «базальтового» слоя (поскольку они залегают согласно), но и петрографический состав пород (по скачкообразному изменению граничных скоростей) слагающих фундамент. Однако распространить эти выводы на другие участки Куринской впадины и на горные области в настоящее время не представляется возможным из-за отсутствия или недостаточности сейсмических данных.

В общем результаты региональных сейсмических исследований методами ГСЗ и КМПВ с учетом данных гравиметрии и других геолого-геофизических исследований позволяют сделать следующие заключения.

1. Мощность земной коры в целом меняется в пределах от 30 км на море (в зоне эпигерцинской платформы) до 55 км на суше (в геосинклинальной области). Максимальная мощность земной коры порядка 52—55 км зафиксирована на двух участках — в осевой части Куринской впадины — в области Талыш-Вандамского гравитационного максимума и в центральной части Малого Кавказа — в области Малокавказского гравитационного минимума. Минимальная мощность земной коры порядка 38—42 км на суше также отмечена на двух участках — в предгорной зоне Талыша (в области Предталышского гравитационного максимума) и в районе юго-западного борта Куринской впадины (в области Шамхорского гравитационного максимума).

Южнее Апшеронского порога вблизи Туркменского побережья мощность земной коры не превышает 45 км, а на акватории Красноводского залива она уменьшается до 35 км.

2. В поведении отдельных границ внутри земной коры, в отличие от сравнительно спокойной поверхности «М», отмечается значительное разнообразие. Малые глубины залегания поверхности консолидированной коры приурочены на море к граничной зоне между эпигерцинской платформой и Южно-Каспийской впадиной, где эта глубина равна 2,5 км; на суше — к участкам расположения Чахырлы-Наримановского гравитационного максимума (1,5—2 км), Саатлы-Кюрдамирского максимума (7—8 км) и Кировабад-Казахского (Шамхорского) максимума (Н=3,5—4 км). Наибольшее погружение этой границы, по данным ГСЗ, имеет место на суше в районе Евлах-Агджабейдинского минимума аномалий Буге (Н=14÷15 км) и на прилегающей акватории в районе морского продолжения Апшероно-Центральнокабыстанского минимума (Н=18÷20 км).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Азербайджанский отрезок альпийского складчатого геосинклинального пояса Евразии состоит из разнопостроенных складчатых систем Большого Кавказа и Малого Кавказа и разделяющего их Куринского межгорного прогиба, с присущим каждому из них особым характером тектонического развития от позднего протерозоя до антропогена включительно. Так что в истории геологического развития Азербайджана выделяются три этапа: байкальский, герцинский и альпийский.

БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

Скудность выходов отложений байкальского этапа не позволяет сколько-нибудь определенно восстановить историю Восточного Кавказа в это время. На Малом Кавказе изолированные выходы докембрия известны в пределах Храмского (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, магматиты, филлиты, прорванные герцинскими кварцевыми диоритами и розовыми гранитами и несогласно перекрытые континентальным верхним палеозоем), Локского и Шамхорского антиклинориев в Сомхито-Агдамской зоне, а также в пределах Арзаканского (Мисханского) кристаллического массива и в южном Зангезуре в Мисхано-Кафанской зоне.

В Нахичеванской АССР породы докембрия и нижнего палеозоя известны, по данным Ш. А. Азизбекова и М. И. Рустамова (1968), в пределах Мегри-Ордубадского батолита — Пазмаринский выход метаморфических пород. Ограниченные их выходы известны и в Армении (южный Зангезур), где к докембрию — нижнему палеозою относят (Габриелян, 1959) мощную толщу разнообразных метаморфических пород, обнажающихся по левобережью р. Аракс и вдоль Хуступ-Гирратахского глубинного разлома. На разных горизонтах этого метаморфического комплекса трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают фаунистически охарактеризованные отложения девона и верхнего мела. В северо-западном Иране породы докембрия представлены филлитами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и гнейсами мощностью более 4000 м. Крупный докембрийский массив Иранского Карадага северо-восточного простирания протягивается от г. Ордубад до слияния рр. Акеры и Аракс. Ветви этого массива, разделенного Мегри-Ордубадским батолитом, вероятно, продолжают и в низовьях р. Акеры. Все известные выходы кембрийско-докембрийских пород сходны по петрографическому составу и прорваны сильноизмененными древними интрузиями габбро-диоритов и гранитов.

Состав метаморфических пород на Кавказе свидетельствует об ультрагеосинклинальном (по В. Е. Хаину) режиме, характеризующемся значительной подвижностью и проницаемостью земной коры и региональным метаморфизмом. Осадки этой геосинклинали в результате байкальской (ассинтской) складчатости претерпели складчатость и мета-

морфизм, после которых значительные территории Закавказья и Ирана испытали геантиклинальное поднятие. Наличие в Дзирульском массиве нижнего кембрия, возможно, свидетельствует о запаздывании здесь байкальского орогенеза или же о раннем завершении, т. е. кратковременности каледонского цикла.

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП

Отсутствие осадков нижнего палеозоя (кроме нижнего кембрия в Дзирульском массиве и в Нахичеванской АССР — ордовика) и продуктов их размыва в пределах Азербайджана дает основание предполагать повсеместный орогенный режим для его территории в каледонском цикле. Видимо, в это время в пределах Малого Кавказа, Куринской депрессии и Большого Кавказа (быть может за исключением его осевой полосы?) существовала суша. С наступлением герцинского этапа происходит прогибание и наступление моря. По аналогии с Центральным Кавказом можно предполагать существование палеозойской геосинклинали в пределах осевой полосы и южного склона Большого Кавказа. В пределах же Араксинской зоны Малого Кавказа, вероятно, непосредственно на байкальском основании залегают терригенно-карбонатные отложения ордовика (1400 м), среднего (1200 м) и верхнего (950 м) девона (Азизбеков, 1961), отражающие установившийся субплатформенный режим.

Зангезурская область в течение раннего и среднего девона испытывала поднятие и размыв. В позднем девоне в результате прогибания и трансгрессии образовались мощные базальные конгломераты Мегри-Сисианского района, сменившиеся затем глинистыми сланцами и известняками. Кроме того, в пределах Шамхорского антиклинория (р. Асрикчай) на слюдяных сланцах кембрия — докембрия резко несогласно залегают базальные конгломераты нижней юры, гальки которых представлены гранитоидами с возрастом 210—400 млн. лет. Помимо этого к герцинидам несомненно относятся гальки микроклинового гранита, известные в сеноманских отложениях Гочасского синклинория (рр. Шальва, Гочас и Аликуличай) и гальки гранитов, яшм, габбро-амфиболитов в сеномане Мыхтокянского хребта.

Как в пределах Араксинской зоны, так и в прилегающих районах Ирана отложения нижнего карбона представлены в мелководной терригенно-карбонатной фации. Средне- и позднекарбонное время характеризуется поднятием и пологой складчатостью.

Вторая половина герцинского этапа (пермь — триас) характеризовалась мелководными условиями (карбонатные отложения более 1600 м), сменившимися в норийском веке континентальным режимом. В это время территория Нахичевани и прилегающих районов северного и северо-западного Ирана вышли из-под уровня моря, образовав вместе с Мисхано-Зангезурским районом обширную область Малокавказского поднятия (Азизбеков, 1961, Азизбеков, Рустамов, 1968). Бассейны осадконакопления сохранились лишь в юго-западной Армении и центральной и южной частях Ирана, где лагунно-континентальные условия привели к накоплению норийских угленосных и гипсоносных песчано-глинистых осадков.

Таким образом, Араксинская зона в герцинском цикле отвечает «известняковым прогибам». Вулканизм основного состава (диабазы — мелафиры) проявился лишь в пермское время. Однообразный терригенно-карбонатный состав девона — триаса Араксинской зоны указывает на квазиплатформенные — парагеосинклинальные условия осадконакопления с его сокращенным разрезом чехла, несогласно покрывающего

байкальский складчатый фундамент. Считается, что в Армении, Нахичевани, Иране и Турции последний выступал над уровнем морских бассейнов, а продукты ее размыва отлагались совместно с карбонатными осадками девона — триаса вдоль окраин этих бассейнов. Характерно, что прибрежно-мелководные осадки палеозоя ныне распространены вдоль северной окраины Араксинской зоны, которая совпадает с крупной шовной зоной Леникан — Севан — Гирратах. Севернее последней в пределах Малого Кавказа, Куринской впадины и значительной части южного склона Большого Кавказа осадки палеозоя неизвестны. Их развитие, причем в геосинклинальной фации предполагается лишь в пределах осевой полосы мегантиклинория Большого Кавказа. Наличие в туффидах Храмского массива каменноугольной флоры, тождественной флоре Дзирульского массива, указывает, что в верхнем палеозое местами существовали впадины с континентальным осадконакоплением.

Из изложенного видно, что Закавказье в течение герцинского этапа являлось срединным массивом (Закавказская геоантиклиналь), отделявшим геосинклиналь Большого Кавказа на севере от Араксинской зоны на юге.

Наличие в Локском, Храмском и Дзирульском массивах многочисленных габброидных и гранитоидных интрузий, а также эффузивных пород верхнего палеозоя показывает, что Закавказская геоантиклиналь в герцинском этапе испытала интенсивные тектонические подвижки, которые приводили к раскалыванию ее региональными разломами, вдоль которых внедрились магматические массы и гранитоидные интрузии. Дифференцированный характер движения образовавшихся блоков и сопровождающие их разломы не только создали глыбовую структуру байкальского фундамента Закавказской геоантиклинали, но и играли существенную роль в распределении прогибов и поднятий в последующие этапы.

АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП

Альпийский этап тектонического развития Азербайджана охватывает время от ранней юры до антропогена включительно. В рассматриваемом этапе следует различать геосинклинальный и орогенный периоды, разделенные на стадии и подстадии.

Альпийский этап развития Азербайджана, а также сопредельных стран рассмотрен в работах В. В. Белоусова (1938—1940), М. В. Муратова (1962 г.), В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева (1949—50), В. Е. Хаина (1950), К. Н. Паффенгольца (1959), Е. Е. Милановского (1956), И. В. Кирилловой, Е. Н. Люстиха и др. (1960), А. А. Габриеляна (1959), Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1967), Ш. А. Азизбекова (1961), М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова (1960), Б. В. Григорьянца (1962) и др.

В раннеальпийское время в области Большого Кавказа происходит расширение и углубление ранее существовавшей геосинклинали и начинается энергичное развитие Большекавказской миогеосинклинали альпийского этапа. Вдоль северной окраины Закавказской геоантиклинали, на раздробленном байкальском основании закладывается узкая эвгеосинклиналь Большого Кавказа. Южнее расположенная область Закавказской геоантиклинали в пределах Куринской впадины в этом периоде по-прежнему оставалась сухой и служила ареной действия денудационных процессов.

Альпийская эвгеосинклинальная область Малого Кавказа заложилась на раздробленном кембрийско-докембрийском субстрате (байкальского возраста) центральной части Закавказской геоантиклинали, где непосредственно на породах последнего поочередно перекрывая друг

друга и захватывая все новые участки его на юге, располагаются трансгрессивные серии осадков юры, мела и палеогена. Эти вулканогенные и осадочно-пирокластические образования интродуцированы ультраосновными, основными, средними и кислыми интрузиями, имеющими поясное расположение. На юге в пределах Араксинской зоны на герцинском основании развивается альпийская геосинклиналь.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПЕРИОД (ЮРА—ЭОЦЕН)

Раннегеосинклинальная стадия. Ранне-среднеюрское время. Восстановить картину геологического развития азербайджанской части миеосинклинальной области Большого Кавказа мы можем начиная лишь с тоара, хотя известно, что на западе (Сванетия) прогибание началось с синемюрского времени. Прогибание в этот отрезок времени является основным геотектоническим фактором. Оно сопровождается интенсивным накоплением терригенных осадков, обнаженные мощности которых измеряются сотнями метров.

К концу тоара в геотектонической обстановке намечаются новые тенденции — происходит дифференциация дна геосинклинального бассейна, выразившаяся в его обмелении (в полосе будущего Центрального поднятия) и накоплении осадков в виде чередования глин и песчаников. Смена песчаных пачек глинистыми явно говорит о ритмичной смене знака движений. Преобладание глин в разрезе свидетельствует о том, что воздымание в полосе Центрального поднятия еще не играло существенной роли. Более того, в аалене интенсивность прогибания явно усиливается и происходит накопление глинистых осадков. В конце тоара наметилась дифференциация дна бассейна. Смена прогибания воздыманием в полосе Центрального поднятия сопровождается складкообразованием, проявлением разрывной тектоники и внедрением основных интрузий. Совершенно очевидными являются связанные с ааленом подвижки по Главнокавказскому разлому, который явился основным проводником магмы основного состава. Полосовое же расположение интрузивных тел, их линейная протяженность при небольшой ширине (до первых десятков метров в поперечнике) и приуроченность к осевым плоскостям относительно крупных, но вторичных относительно Центрального поднятия складок не оставляют сомнений в том, что процесс складкообразования в раннем аалене на фоне резкого контраста колебательных движений уже принял существенные размеры. Процесс этот протекал в подводных условиях. Интрузивные тела лишь частично прорывают песчано-сидеритовую свиту нижнего аалена, а в основном отложения тоара, и совершенно не затрагивают более высокие горизонты аалена, а тем более байоса. С проявлениями интрузивной деятельности параллельно со складкообразованием в тоаре и частично раннем аалене следует связывать и значительно более высокую степень метаморфизма глинистых отложений тоара, превращенных в сланцы, до аспидных и кровельных.

В позднем аалене процесс дифференциации дна бассейна вновь активизируется. Воздымание в полосе Центрального поднятия становится уже существенным фактором палеогеографической обстановки. На смелую глинистым отложениям раннего аалена приходят отложения, в которых песчаные прослои резко нарушают однообразие накапливающихся отложений. Особенно это характерно для рубежа аалена и байоса. В их разрезе наблюдается чередование глин, превращенных в сланцы и аргиллиты, и песчаников, причем мощности последних на западе заметно большие, чем на востоке. Очевидно, это обусловлено большей амплитудой воздымания Центрального поднятия на западе. Ритмичность че-

редования песчаных и глинистых пачек не оставляет сомнений в частой смене знака движений, а мощности пачек, измеряемые десятками метров, явно свидетельствуют в пользу значительной протяженности интервалов относительного воздымания и прогибания.

В западной части эвгеосинклинальной зоны Большого Кавказа, в пределах Вандамского прогиба, отложения тоара и нижнего аалена представлены в основном массивными толстослоистыми крупнозернистыми туфопесчаниками, чередующимися с маломощными пачками глинистых сланцев с обильной характерной фауной аммонитов и пелелипод. Нижняя граница тоара не обнажена, а мощность нижнего аалена на много уступает таковой Главного хребта. Отложения местами несогласно перекрываются известняками валанжина. Все это указывает на мелководность прогиба и на размыв близлежащей суши, сложной вулканогенно-осадочными породами. По-видимому, значительная роль в образовании осадков аалена принадлежит суше, расположенной на севере, тогда как влияние южной ее окраины начало заметно ощущаться лишь к концу ааленского века появлением в разрезе песчано-сланцевой свиты прослоев туфопесчаников, кремнистых песчаников и обломочных известняков с обломками порфиритов.

Геотектонические условия в тоаре — аалене следующие. В пределах Тфанской зоны мощность этих отложений достигает 2,7—3 км, севернее мощности убывают, но в районе Сурфуняльского хребта в Дагестане мощность только нижнего аалена доходит до 5 км. Таким образом, осевая зона миогеосинклинальной области Большого Кавказа, надо полагать, проходила вдоль левобережья р. Самур и на северо-западе, в верховьях этой реки, приближалась к водораздельной зоне Главного хребта. Южнее наблюдается сокращение мощностей аалена, что связано с зарождением на востоке внутренней геоантиклинали, протягивавшейся в аалене несколько севернее горы Тфан. Южнее, отделяясь от миогеосинклинальной области Кайнарско-Зангинским разломом на севере и Аджичайским разломом от Закавказской геоантиклинали на юге, простирался эвгеосинклинальный трог (или Вандамский прогиб), где в тоаре — аалене накопилось 1,5—2 км осадков туфогенно-терригенного состава.

В лейасе область современной Куринской впадины благодаря раздроблению окраин Закавказской геоантиклинали и погружению их под уровень раннеюрских морей была значительно суженной и в то же время приподнятой. Эта суша, располагавшаяся в пределах Куринской впадины, явилась основным источником терригенного материала, доставляемого в близлежащие прогибы. В начале данной стадии вследствие малой подвижности и, следовательно, слабой расчлененности, а также высокого положения субстрата Антикавказской (Малокавказской) эвгеосинклинали раннеюрские моря занимали незначительные узкие полосы вдоль зоны сочленения ее с Закавказской геоантиклиналью.

В раннем лейасе, в период заложения Антикавказской эвгеосинклинали накапливались маломощные мелководные осадки.

Приуроченность современных выходов лейаса к ядрам или периферии унаследованных поднятий (Дзирульское, Храмское, Локское, Шамхорское и др.), мелководный характер и малые мощности их, отсутствие или сокращенные мощности вулканогенного байоса на поднятиях и возрастание мощностей этих отложений вдали от последних свидетельствуют о наличии в лейасовом бассейне внутренних подводных и надводных поднятий (горст-антиклиналей) и прогибов (грабен-синклиналей). Эти эмбриональные поднятия в различных частях эвгеосинклинали испытывали различные восходящие дифференциальные подвижки. Неко-

торые оставались участками размыва (Дзирульский массив), другие были затоплены мелким морем (Храми, Локи, Беюк-Кишлак), а многие, видимо, позже были вовлечены в погружение. Дифференциальные движения в прогибах с преобладанием нисходящих, по-видимому, начались со среднего лейаса, когда уже накапливались сравнительно тонкоотмученные (глинистые), но маломощные осадки. Отложения верхнего аалена содержат примесь туфового материала, что, вероятно, связано с вспышкой вулканизма в это время в соседних районах, а наличие прослоев конгломерата указывает на частые колебания дна бассейна. Данные по северным склонам Мургузского хребта позволяют предполагать, что в грабен-синклиналях ранней юры, наряду с осадками пелитового состава временами в подводных условиях, изливались покровы андезитов.

В ранней юре лишь небольшая часть территории Нахичеванской АССР была занята морским бассейном (залив геосинклинали) (Азизбеков, 1961). Последний был узким и с юга был открыт в Иран, а в некоторых частях обрамлен палеозой-триасовым субстратом, на западе и северо-западе Шаруро-Джувльфинским поднятием и на востоке — Зангезурским поднятием. В этом мелководном бассейне отлагались маломощные гравелитовые песчаники и вулканические конгломераты. Проявления вулканизма (Азизбеков, 1961) в лейасе были связаны с разломом глубокого заложения, отделявшим Ордубадский прогиб от Шаруро-Джувльфинского поднятия. Причем раннеюрский вулканизм характеризовался основными эффузивами (оливиновые базальты до 200 м) и субвулканическими образованиями (силлы диабазов, габбро-диабазов); наряду с ними встречаются (район с. Азнабюрт) экструзивы долеритов, представляющие собой корни (некки) излияний, выступающие на глубокоэродированных участках базальтового покрова.

В конце лейаса строение миогеосинклинальной зоны Большого Кавказа испытывает значительные осложнения. Резкие изменения геотектонической обстановки происходит вдоль осевой полосы и по окраинам миогеосинклинали. В это время прежде единая миогеосинклинальная область распадается на два прогиба — Северо-Кавказский прогиб и прогиб южного склона Главного хребта, разделенные геоантиклиналью Бокового хребта (Самуро-Шахдагской). По-видимому, байосский век или его конец (время образования хиналугских песчаников) следует рассматривать как начальный момент воздымания геоантиклинали Бокового хребта. Во всяком случае в пределах ее восточного продолжения — Кусарского, ныне погребенного, и Тенгинско-Бешбармакского поднятий, по крайней мере в их осевых зонах, отложения хиналугской свиты отсутствуют. В пределах Кусарского погребенного поднятия имеет место непосредственное залегание сармата на аалене. Вдоль оси Тенгинско-Бешбармакской геоантиклинали верхняя юра или даже валанжин непосредственно залегают на джиминской свите верхнего аалена или нижнего байоса.

В течение байосского века в пределах миогеосинклинального прогиба южного склона накапливаются хиналугские песчаники мощностью до 800—900 м. Пласты песчаников состоят в основном из плохоотсортированного алевропсаммитового материала с примесью глинистых частиц. Песчаники часто обладают косою слоистостью, характеризуются наличием волноприбойных знаков. Характерными для песчаников байоса являются включения галек темных глинистых сланцев и иногда валуны до 1 м в поперечнике, а также довольно многочисленные прослои, линзы и пласты конгломератов и брекчий. Последние состоят из плохоокатанных обломков песчаника, глинистого сланца и ракушняка, сцементированных известково-глинистым материалом.

В целом очевидно, что мощная песчаниковая толща байоса геосинклинального прогиба Южного склона образовалась за счет размыва интенсивно воздымавшейся северной суши и частично южной (т. е. окраин Закавказской геоантиклинали). Влияние последней доказывается, во-первых, наличием мощного конгломерата (из галек кварца и гранитоидных пород с возрастом 210—400 млн. лет) в основании байоса (Катехчай) у южного борта прогиба и, во-вторых, наличием в их составе обломков порфиритов и кислых эффузивов. О резком изменении геотектонической обстановки в конце аалена свидетельствует несогласное залегание осадков байоса на ааленских в различных частях прогиба (на западе), а также размещение интрузивов (кислых и основных) только в добайосских отложениях. В наиболее глубоких среднеюрских прогибах (например, Закатало-Ковдагском) переход этот постепенный.

В батском веке события развиваются в целом унаследованно от байоса. Соответствующие отложения мы находим в пределах геосинклинального прогиба Южного склона. Вдоль оси Центрального поднятия нет даже признаков их бывшего распространения, включая и Коджинский участок. В краевых участках миогеосинклинали эти отложения также отсутствуют. Не приходится говорить и о сплошном развитии этих отложений в полосе Тенгинско-Бешбармакского поднятия, точнее на его южном крыле, в зоне перехода к Шагдагско-Хизинскому прогибу. Если в районе Гюлеха и восточнее, вплоть до Гильгильчай, т. е. на участке, где шарнир Хизинского прогиба испытывает поперечное опускание, эти отложения выступают на поверхности, то восточнее, в районе Кешчай, на участке поперечного воздымания шарнира того же прогиба, они отсутствуют. Здесь, как свидетельствуют последние данные, имеет место непосредственное залегание базальных конгломератов валанжина на отложениях джиминской свиты верхнего аалена или нижнего байоса.

Сам характер батских отложений в полосе Гюлех-Гильгильчай, состоящих в основном из неслоистых или толстослоистых сильно-песчанистых глин, свидетельствует о несомненной близости области размыва. В пределах прогиба Южного склона Главного хребта батские отложения представлены ленточным чередованием тонких прослоев грубозернистых песчаников и глинистых сланцев. Первые учащают в верхах свиты, что свидетельствует об активизации процессов воздымания прилегающей суши, а возможно и дна бассейна в полосе прогибания между Центральным и Вандомским поднятиями. В пользу такого заключения говорит и незначительное присутствие среди глин сидеритовых конкреций, количественно резко уступающих аалену. Следовательно, к началу батского века произошла существенная дифференциация геосинклинального бассейна. Вероятно, в осевых зонах Центрального, Вандомского и Тенгинско-Бешбармакского поднятий и, наконец, Кусарского поднятия в батском веке возникли геоантиклинальные условия.

В Вандомском эвгеосинклинальном прогибе начало байосского времени знаменуется вспышкой вулканической деятельности, которая свидетельствует об активизации и дифференциальных движениях вдоль ограничивающих его разломов (Кайнарско-Зангинского на севере и Аджичайского на юге).

В байосе, а возможно и в бате, в пределах данного прогиба, особенно восточнее меридиана Кахи, в подводных условиях происходят излияния лав андезитового состава, чередующихся с туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и черными глинистыми сланцами. Судя по современным выходам (Кахи, Шеки, Зарна, Вандам и Ахоччай), центры излияния располагались в пределах глубоких поперечных прогибов (или прогиба) эвгеосинклинали. В западной части последнего

(западнее Кахи) в это время господствовали поднятия, ибо здесь осадки валанжина непосредственно залегают на отложениях тоара и аалена. Так что здесь в это время, видимо, осадконакопление и вулканизм либо не происходили, либо их масштаб был невелик, и соответствующие образования незначительной мощности впоследствии были размыты.

В пределах Закавказской геоантиклинали в байосское время палеогеографическая обстановка по сравнению с раннеюрской эпохой существенно меняется. Надо полагать, что в это время данная область была покрыта мелководным морем с многочисленными островами, где одновременно с размывом и осадконакоплением в подводных условиях происходили подводные излияния андезитовых лав и выбросов их пирокластолитов сравнительно малой мощности. На это указывает наличие в западной части осевой зоны Куринской впадины вулканогенных пород байоса, вскрытых скважинами в районе Горийского погребенного поднятия и встреченные в мел-палеогеновых отложениях северного борта впадины обильные гальки и валуны порфиринов. Вместе с тем надо полагать, что центральная часть Куринской впадины сохраняла геоантиклинальные тенденции и была островной сушей и море залило окраины (Алазано-Агричайский прогиб) впадины, где из-под уровня вод выступали острова, сложенные кристаллическими породами фундамента. В дальнейшем здесь происходит воздымание и длительный перерыв в осадконакоплении. Однако данные по Малому Кавказу свидетельствуют о том, что в прилегающих прогибах в бате возможно еще существовали морские условия осадконакопления и подводный вулканизм.

В пределах Антикавказской эвгеосинклинали в среднеюрское время земная кора обладала наибольшей подвижностью, о чем свидетельствует интенсивный вулканизм и большие мощности продуктов его деятельности, сосредоточенные в линейно-вытянутых в общекавказском направлении узких трогах четковидно подставляющих друг друга с северо-запада на юго-восток, захватывая всю внешнюю раму эвгеосинклинали, а также юго-восточную окраину внутренней ее зоны. Таким образом, на протяжении значительной части раннегеосинклиальной стадии обширные территории не были вовлечены в дифференциальные движения и погружения и надолго сохранили геоантиклинальные тенденции развития. Очертаниям данного блока (от Ахалкалаки до Арзакана и далее до Кафана на востоке) в общих чертах подчинена и современная дугообразная форма складчатой системы Малого Кавказа. Центры извержения раннебайосских (Шамхорский, Мровдагский и Кафанский прогибы) и батских (Агдамский, Карабахский, Лачинский и другие прогибы) вулканогенных образований были сосредоточены в пределах первичных трогов на доальпийском основании или грабен-прогибов, ограниченных разломами и флексурами глубокого заложения.

В раннем байосе на Малом Кавказе происходит вулканизм, распространенный в пределах как положительных, так и отрицательных структур. Анализ фаций и мощностей продуктов этого вулканизма показывает, что и на фоне интенсивных тектонических движений происходило дробление фундамента эвгеосинклинали, которое способствовало возрастанию проницаемости коры, активизации разломных структур и нарастанию роли и контрастности дифференциальных тектонических движений. Изучение строения современных антиклинорий показало, что наибольшие мощности нижебайосских вулканогенных пород сосредоточены в пределах Шамхорского и Мровдагского грабен-прогибов. В смежных доальпийских горст-поднятиях (Беюк-Кишлак) в это время, видимо, накопилось значительно меньше вулканогенных образований.

Четкая фациальная дифференциация в пространстве и во времени нижебайосских вулканогенных образований Мровдагского грабен-про-

гиба (от агломератовых туфоконгломератов, порфиритовых лав, мелко-обломочных туфоконгломератов и туфобрекчии до туфопесчаников) и приуроченность горизонта агломератовых туфоконгломератов к Мровдагскому разлому на значительном расстоянии (горы Кошкардаг — Гямыш) свидетельствуют о длительном существовании данного разлома и о приуроченности к нему цепи вулканов этого времени. Это подтверждается преобладающим диабазовым составом толщи и наличием покровов спилитов, обычно встречающихся вдоль глубинных разломов краевых частей внутренних геосинклиналей.

В позднем байосе в связи с общими поднятиями, охватившими все пространство эвгеосинклинали в раннеальпийских горст-поднятиях изливались кислые лавы — кварцевые плагиопорфиры. Характерно при этом, что мощные лавовые, субвулканические и интрузивные фации сосредоточены в подавляющем большинстве случаев в горст-поднятиях или же вдоль их бортов, а в пределах грабен-прогибов распространены сравнительно маломощные продукты эксплозии этих далеких вулканов в виде туфогенных образований. В пределах Шамхорского антиклинория, по данным Р. Н. Абдуллаева (1963), в междуречье Дзегамчая и Таузчая, в Кедабек-Славянском районе и восточнее, в междуречье Шамхорчая и Кошкарчая (т. е. в пределах первичных горст-поднятий) сосредоточены не только наибольшие мощности толщи кварцевых плагиопорфиров, но и генетически с ними связанные субвулканические фации, представленные плагиогранит-порфирами (Атабек-Славянский, Гиланбирский и Таузчайский интрузивы). Все это свидетельствует о приуроченности центров излияния линейно расположенных трещинных вулканов и близлежащих вулканических аппаратов центрального типа к осевым полосам этих первичных структур. С удалением от осевых полос горст-поднятий, одновременно с уменьшением мощности толщи (до 300—200 м), наблюдается возрастание роли туфогенных пород. В этом же направлении меняются и условия вулканизма от наземного к подводному, вплоть до возникновения вдоль окраин лавовых излияний мелководно-морских условий (морская фауна в Човдаре, Кушах, Алавердах и др.).

Имеющиеся данные свидетельствуют об интенсивном поднятии в это время Дашкесанского горст-поднятия, сопровождаемого интенсивным вулканизмом. В пределах же Мровдагского грабен-прогиба кварцевые плагиопорфиры или не изливались, или же выбрасывались их пирокласты незначительной мощности (60—120 м), являющиеся продуктами эксплозии соседних вулканов. Толща кварцевых плагиопорфиров в пределах Карабахского грабен-прогиба в основном распространена вдоль его окраин и в значительной мере в смежных Арчадзорском и Тоурагачайском горст-поднятиях. Видимо, наибольшей интенсивности позднебайосский вулканизм достиг в центральной части внешней рамы эвгеосинклинали, либо западнее Аллавердов происходит замещение их терригенными образованиями незначительной мощности. Уменьшение мощностей верхнебайосских образований восточнее р. Тертер, отсутствие или незначительное развитие их соответственно в пределах Лачинского (?) и Кафанского антиклинориев и общее строение последних (незначительный размах поднятий) указывают на то, что байосский вулканизм вообще ослабевал в восточном направлении. В конце байоса, благодаря интенсивному поднятию и складчатости Шамхорского грабен-прогиба в целом, а также внедрению плагиогранитных интрузий в его второстепенные раннеальпийские структуры, происходит обращение его геотектонического режима и потому мелководные туфогенно-осадочные образования бата в пределах гетерогенного Шамхорского антиклинория

имеют незначительное развитие и иной план складчатости, распространяясь в основном по окраинам этой структуры.

В бате происходит дальнейшее нарастание интенсивности дифференциальных вертикальных движений, охвативших всю область Антикавказской эвгеосинклинали, и воздымание значительных окраинных участков последней и Закавказского срединного массива.

Анализ фаций и мощностей осадочно-пирокластических пород бата показывает, что восходящие тектонические движения в это время сосредотачивались в пределах раннеальпийских грабен-прогибов, расположенных вдоль периферии эвгеосинклинали, а осевая полоса последней и близлежащие раннеальпийские горст-поднятия испытывали погружение. Интенсивный подъем раннеальпийских структур внешних рам эвгеосинклинали способствует оживлению ограничивающих их разломов, возобновлению и вспышке вулканической деятельности вдоль них и опусканию по ним смежных раннеальпийских горст-поднятий.

Вероятно, определенное значение в этом процессе имела и поперечная зональность, следствием которой надо считать появление в это время очагов суши вдоль осевой полосы сформировавшегося Шамхорского поднятия, расположенного в пределах Шамхоро-Сулакского поперечного поднятия. Восточнее мощности батских образований возрастают вдвое и больше (с 200—300 до 500—700 м). Наличие в составе вулканогенных образований бата нижнего и среднего течения р. Кошкарчай скоплений мощных агломератовых туфоконгломератов и туфобрекчий свидетельствует о деятельности вулканов, расположенных вдоль разлома. В пределах вновь образованного Дашкесанского прогиба затишье вулканизма, по-видимому, наступило во второй половине бата, когда здесь в спокойной обстановке накапливались продукты размыва окружающих островов Шамхорского и Мровдагского поднятий в виде туфогенно-терригенных пород с магнетитом и богатой мелководной фауной. Наибольшие (1,5—2,0 км) мощности вулканогенных и осадочно-пирокластических пород бата с покровами спилитов накапливались в грабен-прогибах (Мровдагский, Карабахский и Лачинский), тяготеющих к внутренним зонам эвгеосинклинали. В пределах севернее расположенных раннеальпийских горст-поднятий мощности бата уменьшаются (до 100 м в Тоурагачайском и до 500 м и меньше в Мартунинском) и изменяется состав образований. Аналогичное явление следует ожидать и в пределах южнее расположенных первичных горст-поднятий, где уменьшения мощностей бата и значительные изменения состава отложений происходит от внутренней зоны к периферии эвгеосинклинали до полного исчезновения их в пределах Кафанского грабен-прогиба. Надо полагать, что на востоке сокращение мощностей бата наступает на правом берегу р. Аракс. В этом направлении происходит угасание вулканической деятельности и возрастание роли терригенных отложений.

Из рассмотрения первой (ранняя и средняя юра) стадии развития Антикавказской эвгеосинклинальной области (рис. 48) видно, что в течение этого времени проницаемость земной коры была максимальной, результатом чего явилось излияние и выброс в подводных условиях огромной массы продуктов вулканизма. Наибольшей мощности (3—4 км) последние достигли в пределах грабен-прогибов (или приразломных прогибов), расположенных вдоль внутренней зоны эвгеосинклинали, причем поднятие и замыкание первичных структур во времени происходили в направлении от периферии к осевой полосе последней. Результатом явилось возникновение некоторых новообразованных поднятий. В это время окончательно превращается в складчатое сооружение Шамхорское поднятие и появляются зародыши будущих складчатых сооружений — Мровдагского и Кафанского. Массовое и повсеместное излия-

ние и выброс продуктов вулканизма, а также внедрение интрузий значительно уменьшили проницаемость земной коры. Следствием этого и происходившего воздымания явилось почти повсеместное затишье вулканизма в конце бата, усиление процессов размыва возникших участков суши, привноса терригенного материала и изменение геотектонического плана. В Араксинском прогибе в течение рассматриваемого времени

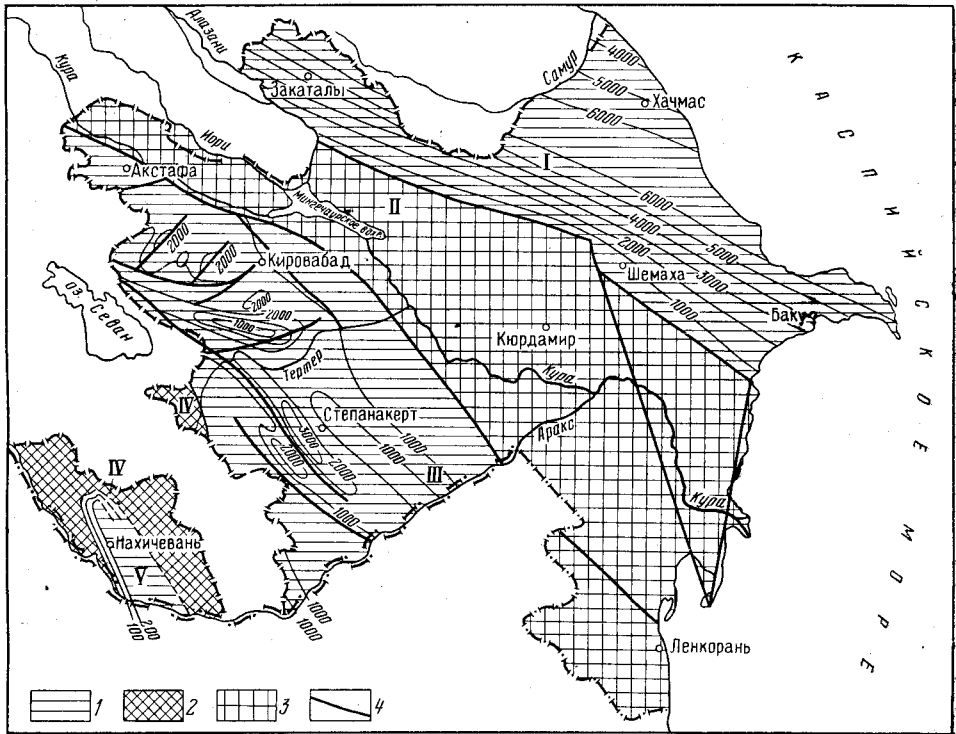


Рис. 48. Палеотектоническая схема ранней и средней юры (изопакиты, м)

Формации геосинклинальных прогибов: 1 — сланцевая (аспидная) диабазо-порфировитовая. Геоантиклинальные поднятия: 2 — абсолютные воздымания; 3 — относительные поднятия с маломощными разрезами; 4 — активные разломы и флексуры
I — миогеосинклиналь Большого Кавказа; II — Закавказский срединный массив; III — Антикавказская эвгеосинклиналь; IV — Армянская геоантиклиналь; V — Араксинский прогиб

(байос — бат) отлагались маломощные глины и мергели, свидетельствующие о спокойной обстановке осадконакопления.

Позднегеосинклинальная стадия. Позднеюрско-аптское время. В конце раннегеосинклинальной стадии почти на всей территории Азербайджана отмечается перестройка геотектонического режима. В связи с общим воздыманием в пределах геосинклинальной области Большого Кавказа обособляется ряд геоантиклинальных поднятий и прогибов. Из них первые надолго (Центральное и Вандамское поднятия) или кратковременно (Тенгинско-Бешбармакское и другие поднятия) становятся участками размыва. Характерно, что прежние эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные прогибы, испытав в начале поздней юры (келловей) резкое поднятие, превращаются в сушу. Осадков келловей и нижней оксфорда в этой области не обнаружено.

В оксфорде наступает эпоха усиления дифференциальных тектонических движений, возможно связанных с оживлением глубинных разломов, ограничивающих поднятия и прогибы. В связи с этим интенсивно

разрастается Центральное поднятие и происходит активное воздымание Тенгинско-Бешбармакского поднятия. Между ними образуется Шахдагско-Хизинский прогиб. Интенсивное воздымание Центрального и Вандамского поднятий обусловило возникновение Закатало-Ковдагского прогиба, где происходит накопление флишевых осадков.

Резко дифференцированный характер тектонических движений этого времени наложил свой отпечаток и на состав верхнеюрских осадков.

Отложения верхнего оксфорда представлены рифогенными известняками с коралловой и брахиоподовой фауной. В начале кимериджа в пределах Большого Кавказа отмечаются поднятия, сопровождающиеся размывом оксфордских рифогенных известняков и нижележащих отложений, перетолженных в нередко глыбовых конгломератах Закатало-Ковдагского прогиба. Изучение фаций кимериджа показывает четкую дифференциацию осадков этого времени и подтверждает существование ограничивающих этот прогиб зон размыва. Если на северном крыле этого прогиба в осадках кимериджа присутствуют рассеянные, но хорошо окатанные гальки песчаников, известняков и глинисто-карбонатных пород, облеченных в сланцевую оболочку, то с приближением к Центральному поднятию возрастает известковистость глинистых пород. В осевой полосе прогиба осадки кимериджа представлены зеленоватými слабоизвестковистыми кремнисто-глинистыми сланцами. На южном крыле прогиба в отложениях кимериджа встречаются обломки и глыбы оксфордских известняков. В титоне в Закатало-Ковдагском прогибе продолжались накопления пестроцветного флиша. В северном направлении существенно глинистый пестроцветный флиш замещается песчаниками.

В отличие от этого прогиба в Вандамском поднятии в титоне происходил размыв, и лишь в его юго-восточной части (Ахохчай) отлагались грубообломочные конгломераты, песчаники и гравелиты. На северном крыле Центрального поднятия, в западной части Шахдагского и Кубинского прогибов, отложения кимериджа и титона представлены органогенными известняками.

Контрастность вертикальных движений в пределах геосинклинали Б. Кавказа к началу мелового периода резко усиливается. Центральное поднятие, точнее его юрское ядро, и юрские ядра Тенгинско-Бешбармакского и Вандамского поднятий выдвигаются вверх. С этим временем следует связывать несомненное существование ограничивающих разрывов, сыгравших на рубеже юры и мела значительную роль в обособлении этих структур (рис. 49). К позднеюрскому времени также относится обособление Дуруджинского поднятия по южной периферии Закатало-Ковдагского прогиба и Лагичского прогиба на северном крыле Вандамского поднятия. Между названными прогибами возникает ступенчатый переход. Его выражением является Зангинский надвиг. Как будет видно из дальнейшего изложения, для нижнемеловых, а тем более верхнемеловых отложений он является резкой литофациальной границей, отделяя вандамские фации от дибрарских, характерных для Закатало-Ковдагского прогиба. Достоверным фактом является трансгрессивное залегание кимериджа на отложениях аалена в полосе Дуруджинского поднятия.

К рубежу юры и мела относятся и первые, фиксируемые геологическими данными подвижки по Западно-Каспийскому разлому. Возникновение этого разлома фиксируется резкими различиями условий, сложившимися к западу и востоку от него. Если на западе прогибы становятся узкими за счет разрастания областей воздымания и размыва, а переходы между ними представляют уступы, то на востоке прогибы, наоборот, расширяются.

На северном крыле Тфанского поднятия в полосе Шахдагско-Хизинского прогиба, и севернее происходит накопление массивных зоогенных известняков, время формирования которых растягивается на весь неомок и ранний апт. По-видимому, западные продолжения Тенгинско-Бешбармакского и Кусарского поднятий в этот период представляли собой положительные элементы рельефа дна геосинклинального бассейна, очевидно выступавшие и над поверхностью воды.

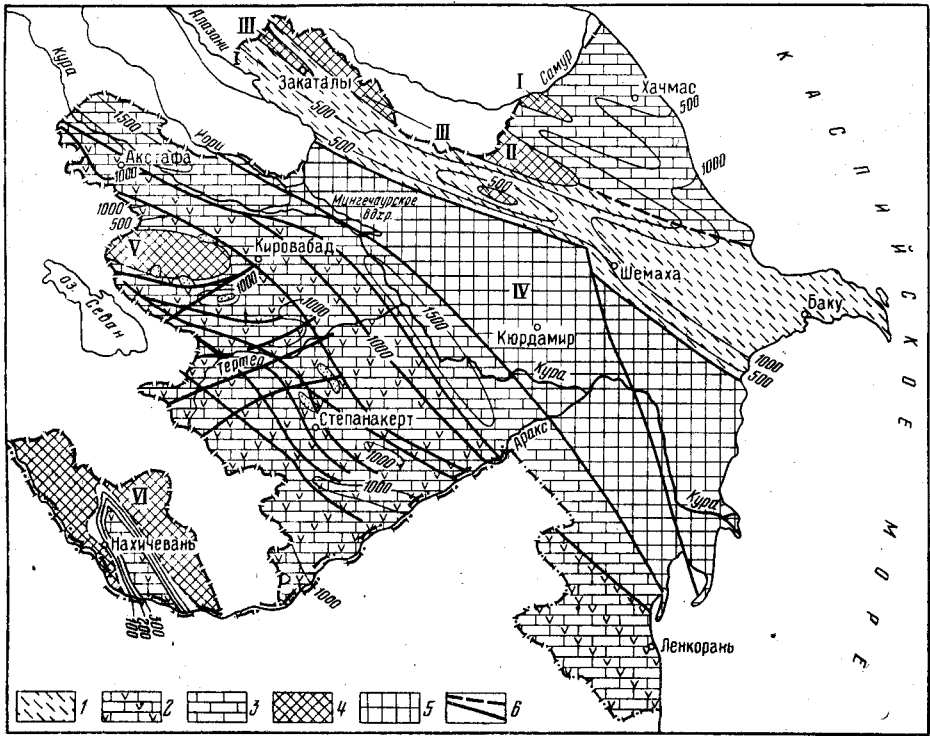


Рис. 49. Палеотектоническая схема поздней юры (изопакиты, м)

Формации геосинклинальных прогибов: 1 — флишевая; 2 — вулканогенно-терригенно-карбонатная; 3 — карбонатная; геосинклинальные поднятия: 4 — абсолютные; 5 — относительные с маломощными разрезами; 6 — активные разломы и флексуры
 I — Кусарское поднятие; II — Центральное (Тфанское) поднятие; III — Вандамское поднятие; IV — Закавказский срединный массив; V — Шамхорское поднятие; VI — Армянская геосинклиналь

Существенными являются различия и в мощностях отдельных горизонтов неокома. Если в Шахдагской зоне они составляют первые сотни метров, то в Хизинской зоне каждый из ярусов неокома в целом сопоставим по мощности со всем неокомом, выраженным в фации зоогенных известняков. Аналогичные различия имеют место и в полосе Закатало-Ковдагского прогиба. Все это не оставляет никаких сомнений в том, что подвижки вдоль Западно-Каспийского разлома в начале мелового периода явились существенным геотектоническим фактором.

В поздней юре (титонский век) вся центральная часть Куринской впадины представляла островную сушу, вокруг которой отлагались рифогенные известняки.

В раннем мелу на юге существовал Предмалокавказский краевой прогиб, на севере троугообразный Вандамский прогиб (эвгеосинклиналь), а между ними — Закавказская геосинклиналь. В это время в пределах эвгеосинклинальной области Малого Кавказа продолжается поднятие и складчатость первичных прогибов и дифференцированное погружение

ограничивающих их горст-поднятий, которые уже представляли собой прогибы. В последующем вся история развития рассматриваемой эвгеосинклинали заключается в прогибании и заполнении последних осадочно-вулканогенными породами, подъеме и размыве ограничивающих их поднятий, а также в проявлении в пределах этих структур складчатых и разрывных тектонических движений, внедрении в них интрузивных тел, общем поднятии и превращении всей этой области в складчатое сооружение.

В раннем мальме продолжается дифференциальное погружение первичных горст-поднятий, которые с бата были вовлечены в прогибание. Возрастание площади распространения и полноты разрезов, увеличение мощностей и фациальные особенности отложений нижнего мальма восточной части Малого Кавказа указывают на усиливающееся ее прогибание. За исключением Кафанского поднятия, в это общее прогибание вовлекаются почти все структуры внутренних и внешних зон эвгеосинклинали, расположенные восточнее Мехман-Далидагского поперечного поднятия. В западных районах осадки этого времени не отлагались или имели незначительное развитие и сохранили залежи гипса. Все это указывает на поднятие и регрессию титонского моря. В келловее повсеместно формируются известняково-туфогенная и туфогенно-пирокластическая подформации. В пределах же Кафанского поднятия этому времени соответствует перерыв в осадконакоплении и размыв.

Однообразный терригенно-туфогенный состав келловейских отложений Тоурагачайского и Мардакертского прогибов и их непрерывные выходы свидетельствуют о наличии в это время единого Тоурагачай-Мардакертского прогиба, подчиненного простиранию воздымавшего в это время Мровдагского поднятия. Наличие лавовых потоков в келловее Мардакертского прогиба, при отсутствии таковых в Тоурагачайском, является первым признаком существования Мровдагского (Кечалдагского) поперечного разлома в это время. На западе осадки келловее отлагались в условиях слаборасчлененного рельефа и наличия низкой суши при почти полном отсутствии вулканической деятельности; восточнее же наблюдается как возрастание роли последней, так и привнос терригенного материала с окружающих воздымавшихся островов (Карабахского, Лачинского и др.).

К концу оксфорда морская трансгрессия достигает своего максимума. В начале этого времени наравне с погружением прогибов происходит сравнительно интенсивное воздымание окружающих поднятий, о чем свидетельствуют привнос в раннеоксфордское море значительного терригенного материала и кратковременная вспышка вулканизма. Во второй половине оксфорда во всех прогибах откладываются карбонатные породы с незначительной примесью терригенного материала. Эти данные указывают на стабилизацию режима тектонических движений, затишье вулканизма и на эродированность внутренних поднятий. Надо полагать, что значительные участки окружавших в это время Антикавказскую эвгеосинклиналь массивов суши (Закавказский срединный массив и Армянская геоантиклиналь) испытали некоторое погружение и покрылись морскими водами. В это время еще существовал пролив, соединявший Мардакертский и Тоурагачайский прогибы, которые вместе составляли краевой прогиб Мровдагской суши. О значительных размерах позднеоксфордской трансгрессии свидетельствует не только сравнительно интенсивное погружение всех ранее существовавших прогибов, но и трансгрессивное залегание осадков этого времени на отложениях бата северо-западной периклинали Карабахского антиклинария; сокращение размеров Агдамской суши и разъединенность Ка-

рабахского поднятия проливом моря на две части: Ходжаюртское на западе и Кирсское на востоке. Наличие глыб верхнеюрских (оксфордских) известняков в составе нижнесенонской вулканогенной толщи в западных и юго-западных частях Тоурагачайского, Сарыбабинского и Гочасского прогибов и разделяющих их Карабахского и Лачинского поднятий свидетельствуют о широком распространении оксфордского моря в пределах внутренней зоны эвгеосинклинали.

Кафанское поднятие после длительного периода континентального режима, в позднем оксфорде, вовлекается в погружение и покрывается морскими водами. В подводных условиях изливаются андезито-дацитовые лавы, а вдали от вулканов отлагались органогенные рифогенные известняки.

В кимеридже на фоне общего поднятия положительных структур происходило прогибание разделяющих их отрицательных структур. В это время формируется единое Карабахское поднятие и значительно расширяют свои контуры Лачинское, Старотагское и Замзурское поднятия. Интенсивно погружаются Казахский и в меньшей мере Тоурагачайский, Дашкесанский, Агджакендский и Предмалокавказский прогибы, а также западная часть осевой полосы Мартунинского и восточная часть Сарыбабинского прогибов. Характерно, что прогибание в зоне Кафанского поднятия продолжается со значительной интенсивностью и охватывает большую территорию; здесь с позднего оксфорда в подводных условиях накапливались мощные (1600 м) продукты вулканизма и карбонатные породы. Контрастность восходящих и нисходящих движений в этих структурах обусловила оживление прежних и возникновение новых разломов, которые служили проводниками андезито-дацитовой магмы. Вулканическая деятельность этого времени связана как с продольными, так и с поперечными разломами, в ряде случаев она фиксируется в зонах сочленения поперечных прогибов и поднятий. В это время наибольшей активностью отличаются поперечные разломы, которые доставили значительно больше по объему продуктов вулканизма, чем продольные, за исключением Гирратахского. К первым относятся разломы, ограничивавшие Казахский, Агджакендский, Мардакертский, Эльбекдашский и Каркарчайский поперечные прогибы. Наряду с этим значительные мощности продуктов вулканизма фиксируются и в зонах пересечения поперечных разломов или структур с продольными (Дашкесан, Агдаван, Арчадзор и др.).

Кимериджский вулканизм эвгеосинклинали отличается накоплением продуктов пирокластической и в меньшей мере лавовой, субвулканической и субинтрузивной фаций. Характерна фациальная выдержанность комплекса, состава и цвета продуктов вулканизма этого времени во всех структурах эвгеосинклинали. В составе пирокластической фации кимериджа местами распространены линзы известняков, штоки и залежи гипса, которые формировались вдали от сферы влияния вулканов на прогибающихся частях первичных поднятий. К концу кимериджа интенсивность вулканических процессов ослабевает, а в некоторых прогибах (Дашкесан) даже прекращается.

В титоне на фоне общего поднятия происходит дальнейшая регрессия и обмеление моря, что приводит к возникновению значительных по размеру площадей суши и сужению границ моря. Интенсивное поднятие, охватившее Антикавказскую эвгеосинклиналию область еще в начале мальма, в конечном итоге приводит к объединению ранее возникших внутренних поднятий и миграции оси прогибания в северном и южном направлениях соответственно в пределы Предмалокавказского краевого прогиба и внутренней Севанской зоны эвгеосинклинали.

Из рассмотрения позднеюрской стадии развития Антикавказской эвгеосинклинали видно, что она богата событиями. В начале этой стадии, т. е. в келловее, окончательно поднимается и превращается в пологоскладчатое сооружение раннеальпийское Шамхорское поднятие, представляющее уже антиклинорий. В течение раннего мальма формируется Мровдагский антиклинорий. В наиболее приподнятые участки его внедряется группа Кошкардагских и Кызылархачских интрузивных тел. Во второй половине мальма, в кимеридже окончательно воздымаются и превращаются в складчатые сооружения Карабахский и Лачинский антиклинории. С этими движениями связано возникновение ряда мелких интрузивов среднего состава в пределах Карабахского антиклинория и, возможно часть Шальва-Лачинского интрузива. В титоне вовлекаются в поднятие и складкообразование сопровождаемые интрузивным магматизмом Дашкесанский прогиб, западная часть Агдамского поднятия, Старотагское, Замзурское и центральная часть Кафанского поднятия. В связи с этим в пределах Дашкесанского синклинория формируются Кедабекский, Дашкесанский и Зурнабадский, а в пределах Агдамского антиклинория — Мехманинский гранитоидные плутоны.

Батские прогибы в течение рассматриваемой стадии были вовлечены в дальнейшее опускание и накопили значительные по мощности толщи карбонатно-пирокластических пород. Некоторые из указанных структур, тяготеющих к раме эвгеосинклинали, в конце данной стадии включаются в общее поднятие и складчатость и превращаются в синклинории (Дашкесанский, южная часть Агджакендского и северная часть Тоурагачайского), а остальные продолжают испытывать прогибание. В результате общего поднятия воздымаются почти все прогибы северной рамы эвгеосинклинали, и происходит объединение разделяющих их поднятий в единую сушу, простирающуюся от Сомхитских гор на западе до Агдама на востоке. Эта суша, вероятно, на западе временно была объединена с Армянской геоантиклиналью и простиралась от районов современного оз. Севан в юго-восточном направлении к Кафану. Карабахская суша, занимая внутреннее островное положение, простиралась от левобережья р. Тертер до левобережья р. Аракс и объединяла Карабахское и часть Лачинского, Старотагского и Замзурского поднятий и разделяющую их значительную часть Сарыбабинского прогиба. По-видимому, эта суша с северо-запада была отделена от Сомхито-Агдамской узким Тоурагачай-Мартуниным морским проливом, который захватил и юго-восточное окончание Агдамского поднятия. Морской пролив отделял и Карабахскую сушу от Севано-Кафанской. Таким образом, в поздней юре были созданы основные структурные элементы Малого Кавказа, которые в последующие стадии, претерпев значительные изменения, в общем сохранили основные черты строения и план складчатости. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что осадконакопление в течение неокома происходило как в пределах Севано-Карабахской, так и Предмалокавказской внутренних геосинклинали. Первая из них состояла из Мартуни-Тоурагачайского и Акеринского (Гочасского и частично Сарыбабинского) прогибов, которые на западе были объединены в единый прогиб, простиравшийся севернее оз. Севан и разделявший Сомхито-Агдамскую и Армянскую суши. Акеринский и Мартунинский прогибы в нижнем течении современной р. Аракс были соединены проливом моря, рукава которого простирались в пределы Кафанского и Предмалокавказского прогибов.

Палеотектоническая обстановка раннего мела (неоком — апт) характеризуется дальнейшим обособлением и расширением внутренних геосинклинали, углублением разделяющих их прогибов, погружением отдельных частей Закавказского срединного массива (особенно запад-

ной части) и частичной тенденцией к погружению окраин Армянской геоантиклинали (глыбы). В это время (рис. 50) целиком формируются Кафанский и Агдамский (восточная часть) антиклинории. В связи с этим ось максимального прогибания из области Кафана перемещается к востоку и возникает Базарчайский краевой прогиб Кафанской суши, где откладывается более 1200 м осадочно-пирокластических и карбонатных пород. Вероятно, значительные прогибания происходили и в пре-

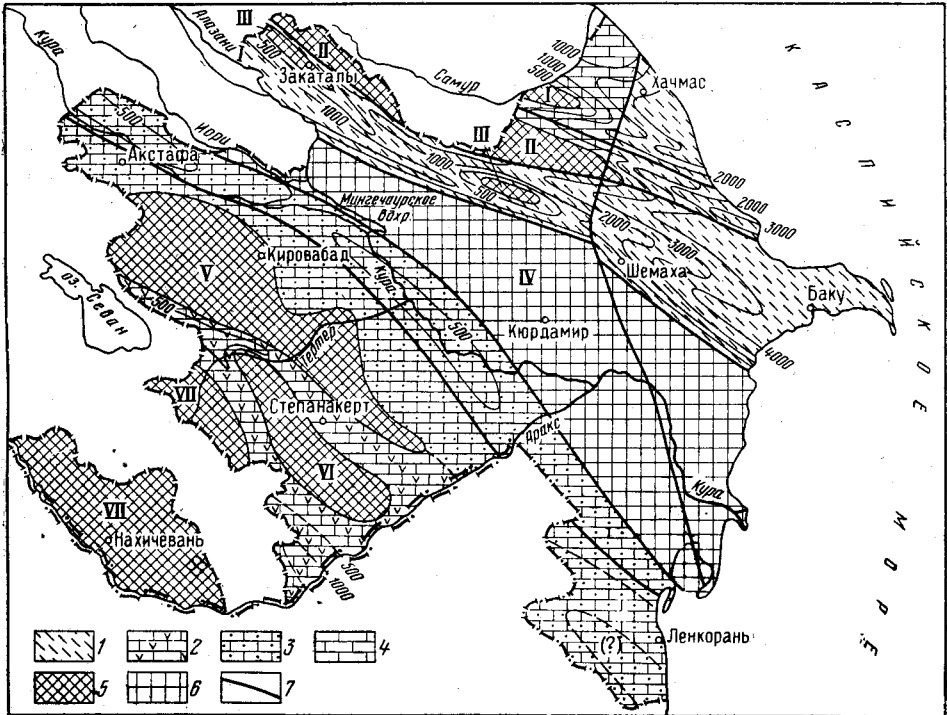


Рис. 50. Палеотектоническая схема раннего мела (изопахиты, м)

Формации геосинклинальных прогибов: 1 — флишевая; 2 — вулканогенно-терригенно-карбонатная; 3 — терригенно-карбонатная; 4 — карбонатная. Геоантиклинальные поднятия: 5 — абсолютные; 6 — относительные с маломощными разрезами; 7 — активные разломы и флексуры
I — Кусарское поднятие; II — Тфанское поднятие; III — Вандамское поднятие; IV — Закавказский срединный массив; V — Сомхито-Агдамское поднятие; VI — Карабахское поднятие; VII — Армянская геоантиклиналь

делах Предмалокавказской внутренней геосинклинали. В пределах Севано-Карабахской внутренней геосинклинали, кроме Базарчайского прогиба, интенсивно прогибается центральная часть Тоурагачайского прогиба и, по-видимому, восточная часть Мартунинского.

Вулканическая деятельность в раннем неокоме и апте в Базарчайском и Акстафинском прогибах свидетельствует об оживлении разломных структур по окраинам эвгеосинклинали вдоль Закавказского и Карадагского (Иранского) срединных массивов.

В пределах Араксинской зоны (Нахичевань) после перерыва, связанного с накоплением морских карбонатно-терригенных осадков ааленкелловея (до 400 м) и воздыманием области в оксфорд-лузитане, в кимеридже (Азизбеков, 1953, 1961) вслед за прогибанием и трансгрессией происходил эффузивный вулканизм среднего состава, образовавший покровы кварцевых и бескварцевых порфиритов и их пирокластолитов (мощностью 250 м), несогласно (через базальные конгломераты) зале-

гающих на отложениях келловея — бата. Приуроченность этих эффузивов к району развития нижнеюрских эффузивов указывает, что очаги извержения в кимеридже, как и в верхнем лейасе, располагались вдоль западной прибортовой зоны Ордубадского прогиба. Максимальная мощность юрских отложений в Нахичевани не превышает 800 м, тогда как на юге — в Центральном Иране — она превышает 3000 м. В Нахичевани и северо-западном Иране между титонем и альбом происходило поднятие.

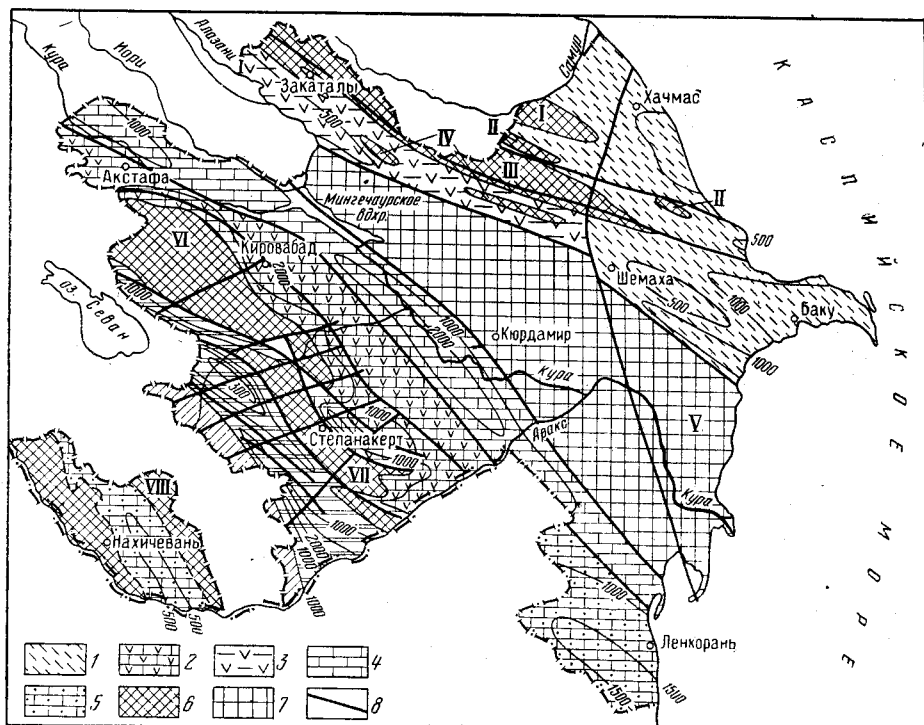


Рис. 51. Палеотектоническая схема позднего мела (изопахиты, м)

Формации геосинклинальных прогибов: 1 — флишевая; 2 — вулканогенно-терригенно-карбонатная; 3 — вулканогенно-осадочная; 4 — карбонатная; 5 — терригенно-карбонатная. Геоантиклинальные поднятия: 6 — абсолютные; 7 — относительные с маломощными разрезами; 8 — активные разломы и флексуры

I — Кусарское поднятие; II — Тенгинское поднятие; III — Центральное поднятие; IV — Вандамское поднятие; V — Закавказский срединный массив; VI — Сомхито-Агдамское поднятие; VII — Карабахское поднятие; VIII — Мисхано-Кафанское поднятие

Альбско-позднемеловое время. Существенным фактором геотектонической обстановки азербайджанской части Большого Кавказа в альбе — сеномане и позднее явилось воздымание Центрального поднятия (рис. 51). Обмеление бассейна в конце альба охватывает почти всю территорию Юго-Восточного Кавказа. Здесь повсеместно происходит накопление массивных песчаников, распределение мощностей которых ясно подчеркивает структурную дифференциацию в пределах Апшеронской области. Если в зоне восточно-юго-восточного продолжения Центрального поднятия (Бегимдаг-Ситалчайская антиклиналь) вдоль его оси отложения альба и сеномана вообще отсутствуют и их развитие связано с его крыльевыми участками и со смежными прогибами, то в пределах последних, точнее в пределах восточного отрезка Закалатало-Ковдагского прогиба, распределение мощностей альба и сеномана позволяет наметить участки мелководий, развившихся позднее

в Алаташское и Алтыгагачское поднятия. Вот почему конец апта и начало альба следует рассматривать как существенный момент в развитии геосинклинального бассейна Восточного Кавказа.

С этого времени происходит резкая смена в литологическом составе накапливающихся осадков. На севере, в Шахдагско-Хизинской зоне, на смену зоогенным известнякам на западе и карбонатно-терригенным породам на востоке приходят образования, в которых терригенные компоненты — гравелиты, песчаники и глины составляют основную часть разреза. В полосе же Закатало-Ковдагского прогиба карбонатно-терригенный флиш уступает место толще пород, в которой обломочные образования заметно преобладают над известняками.

С рубежа раннего и позднего мела фиксируются заметные различия в литофациальном облике отложений по обе стороны Бегимдаг-Ситалчайского и Гермиянского поднятий, расположенных на продолжении центрального Тфанского поднятия.

Новейшие данные бурения, свидетельствующие о заметном различии мощностей альба и сеномана по обе стороны Яшминской флексуры, показывают, что последняя возникла как поперечный перегиб где-то на рубеже апта и альба или же в позднем апте. Первые несогласия в разрезе мела на участке Ситалчайского поднятия, играющей роль Центрального поднятия в прибрежной полосе (Гирдыманчай-Апшеронский сегмент) Восточного Кавказа и расположенной на западном приподнятом крыле Яшминской флексуры, фиксируются как раз перед верхним аптом. Результаты бурения свидетельствуют о том, что 40-метровой мощности песчаников верхнего альба (кюлюлинский горизонт) на западном крыле Яшминской флексуры в полосе Куркачидагского поднятия соответствует 80-метровая их мощность на восточном крыле (ст. Насосная), а в полосе Гядысуйского поднятия различия этих величин еще более существенны: они находятся в пределах нескольких метров на западе и превышают 50 м на востоке.

Структурный и палеогеографический анализы показывают, что к концу раннего мела уже существовала основная сеть дизъюнктивных нарушений, подвижки вдоль которых определяли в позднем мелу и кайнозойское распределение мощностей осадков и развитие процесса складкообразования в пределах Гирдыманчай-Апшеронского сегмента. Фактической границей Хизинской и Дибрарской литофациальных зон является линия Халтан-Гермиянского разлома, пересекающего с юга Гермиянское поднятие и расположенного на восточном продолжении разлома, определяющего южную границу юрского ядра Тфанского поднятия. В виде узкой и протяженной кордильеры, в основном в виде цепочки островов, выступает полоса Тенгинско-Бешбармакского поднятия, явно ограниченная и с севера и юга разломами. Во всяком случае она являлась поставщиком обломочного материала в узкий Шахдагско-Хизинский прогиб, раскрывающийся восточнее линии Западно-Каспийского разлома, но вместе с тем заметно суживающийся на отдельных участках.

Полоса Шахдагско-Хизинского прогиба, ограниченная восточнее Вельвелячая и с севера и юга кордильерами, несомненно, представляла собой в позднем мелу зону мелководья, тогда как южнее Халтан-Гермиянского разлома бассейн испытывал явное углубление. В первом случае уже в сеномане гравелиты и конгломераты становятся обычными элементами разреза, тогда как к югу от названного надвига их наличие не установлено: здесь разрез сеномана характеризуется преимущественным развитием глин, переслаиваемых песчаниками, частота прослоев и мощностей которых возрастают в полосах намечаемых поднятий — Алаташского и Алтыгагачского.

На юге в пределах эвгеосинклинали Большого Кавказа контрастность тектонических движений возрастает. Вдоль крыльев юрского ядра Вандамской геоантиклинали и севернее на границе с Закатало-Ковдагским прогибом оживляются древние и возникают новые разломы. Все это приводит к интенсивной вулканической деятельности на значительной территории от р. Талачай на западе и восточнее.

Вулканогенно-осадочная толща верхнего альба — сеномана прослеживается в виде двух полос. Южная полоса в основном тяготеет к юрскому ядру геоантиклинали и в основном представлена породами порфиритовой серии; покровы порфиритов чередуются с горизонтами туфоконгломератов, причем на востоке вторые преобладают над первыми. Севернее, в прогибе, расположенном южнее Дуруджинского поднятия, развита в основном туфогенно-осадочная серия пород, состоящая из чередования туфопесчаников, туфов, туфоконгломератов, туффитов, глинистых сланцев и песчаных известняков и редко потоков порфиритов. Все это показывает, что центры излияния вулканитов этого времени в основном находились в южной и юго-восточной частях эвгеосинклинали, которые временами зарождались на севере ее. Одновременно с подводным вулканизмом на юге, надо полагать, существовали или временами возникали острова, служившие источником материала для образования туфогенно-осадочного комплекса пород в северной наиболее подвижной части эвгеосинклинали.

Аналогичные процессы подводных излияний и активного накопления обломочного материала происходили и в Лагичском прогибе. Опускания его в альбе — сеномане относительно Вандамского и Дуруджинского поднятий совершенно несомненно. Еще шире вулканические излияния представлены в Намазяхском прогибе в бассейне Гирдыманчай. В северной части эвгеосинклинали Большого Кавказа верхи сеномана выражены в фации ананурского горизонта. Последний представлен в основном туффитами и силицитами. Для верхов ананурского горизонта характерно появление пиробитуминозных сланцев и темных силицитов с *Radiolaria*.

Отложения турона — кампана на значительной части зоны Южного склона отсутствуют, видимо были размыты впоследствии. Западнее р. Гирдыманчай изолированные и маломощные выходы их распространены в осевых полосах узких прогибов вдоль южного крыла Вандамской геоантиклинали вплоть до р. Талачай. Представлены они здесь пачками туфогенных и карбонатных пород. В это время активизируются продольные разломы, способствующие длительному погружению и интенсивному магматизму в пределах основных зон осадконакопления и прогибания. Поперечные флексуры и разломы во внутренних прогибах, смещая блоки, способствуют изменению фаций и мощностей осадков и характеру вулканической деятельности, а вдоль периферии эвгеосинклинали с ними тесно связан позднемеловой вулканизм вообще. В течение описываемой стадии по характеру, особенностям и интенсивности тектонических движений выделяются следующие три подстадии: альб — турон — в начале прогибание и заполнение прогибов (трогов) терригенно-флишовой формацией и поднятие и размыв в конце; коньяк — сантон — нарастающая интенсификация дифференцированных тектонических движений и магматических процессов и заполнение прогибов продуктами их деятельности; кампан — дат — общее прогибание, нарастающая трансгрессия и накопление карбонатных субформаций и регрессия.

В альбе продолжается начавшаяся еще в апте трансгрессия моря, которая занимает не только существующие прогибы, но и некоторые окраинные части поднятий. Сравнительно интенсивное поднятие и размыв в течение неокома — апта привели к выравниванию рельефа окру-

жающих прогибы участков суши и потому в последних отлагались преимущественно тонкоотмученные пелитовые осадки. В некоторых прогибах в связи с оживлением разломов кратковременно изливались продукты вулканизма.

В это время Тоурагачай-Мартунинский прогиб через Акстафинский, Мардакертский, Каркарчайский и Нижнеараксинский проливы моря сообщался с Предмалокавказским прогибом. Севанский прогиб, расширяясь в контурах, простирается до верховьев р. Тертер и Карабахского нагорья, так как значительная северная часть оз. Севан также была покрыта альбской трансгрессией. На юго-востоке в связи с поднятием и формированием Кафанского поднятия ось максимального прогибания Гочасского прогиба перемещается в низовья р. Акеры. Начало сеноманского века характеризуется сменой нисходящих движений в альбе, восходящими в сеномане. В связи с этим расширяются контуры внутренних поднятий, усиливается размыв, происходит обмеление бассейнов. О последнем свидетельствует не только грубообломочный состав сеноманских отложений вплоть до образования мощных конгломератов с гальками эопалеозойских пород (р. Казыханлы, Аликулы и др.), но местами и скопления смол, древесины, листьев и пыльцы хвойных деревьев (сс. Горчу, Агджакенд, Шушикенд и др.), произраставших на близлежащих островах. В это время значительно расширяется Сомхито-Агдамская суша, и береговая линия отодвигается в сторону Предмалокавказской внутренней геосинклинали. В связи с воздыманием Богурханского поднятия Мартунинский прогиб разбивается на два прогиба, исчезают Мардакертский и Каркарчайский проливы моря. Значительно расширяются контуры Армянской геоантиклинали, которая на северо-востоке, вероятно, доходила до линии, соединяющей сс. Кубатлы, Минкенд, Истису, Басаргечар. Начавшееся поднятие и обмеление бассейнов в сеномане с наибольшей интенсивностью продолжается в туроне.

В позднем туроне основными зонами осадконакопления явились значительно суженные осевые полосы Севано-Акеринской и Предмалокавказской внутренних геосинклиналей, окруженных соответственно областями суши — Армянской и Сомхито-Агдамской, со слившейся с ней Карабахской, а также значительно сокращенным в размерах Закавказским срединным массивом.

Предмалокавказская внутренняя геосинклираль на юго-востоке через Нижнеараксинский прогиб была соединена с Шушикендским и Гадрутским заливами моря. Начало раннего сенона знаменуется оживлением ранее существовавших и появлением новых продольных и поперечных разломов и флексур и интенсивными дифференциальными движениями глыбовых структур. Эти особенности коньякского времени привели к усилению темпов прогибания, расширению контуров моря и возобновлению во всех прогибах интенсивной и продолжительной вулканической деятельности.

В это время сокращается в размерах Сомхито-Агдамская суша, трансгрессия моря захватывает значительную северную периферию этого поднятия, и на юго-востоке возникают Каркарчайский и Хонашенчайский поперечные прогибы. Во внутренней зоне эвгеосинклинали значительно расширяются и углубляются Тоурагачай-Мартунинский, Сарыбаба-Гадрутский и Гочасский прогибы. Армянская геоантиклираль была расколота поперечными разломами, вследствие чего южнее восточной части современного оз. Большой Севан возник грабенообразный пролив моря, который соединил Севано-Карабахскую геосинклираль с Араксинской. В начале раннего сенона в различных прогибах в зависимости от размаха и характера проявления тектонических движений, глубины проникновения разломов, соотношения прогибов с расслоением, мощностями

ми, типами (океанический — базальтовый или континентальный — гранитный) и проницаемостью земной коры, а также в зависимости от литологического состава нижележащих отложений и их мощностей изливались различного состава магматические продукты.

По периферии залитов-прогибов Сомхито-Агдямской зоны в раннем коньяке отлагались терригенно-карбонатные породы, продукты вулканизма кислого (рр. Кюракчай, Карачай и Инджачай) и основного (р. Бала-Кюракчай) состава. Вероятно, первые изливались вдоль Инджачайского разлома, по которому опущена северная часть Агджакендского прогиба. Надо полагать, что и вдоль южного борта Предмалокавказского краевого прогиба состав коньякских отложений постепенно меняется от пирокластически-лавовых на западе до терригенных и, возможно, карбонатных на юго-востоке.

Начавшееся в коньяке прогибание, дифференциальные тектонические движения и магматизм во второй половине раннего сенона значительно усиливаются и охватывают обширные внутренние области и локальные участки рамы эвгеосинклинали. Эти зоны отличаются не только интенсивностью и составом излившихся магматических продуктов, но и временем начала и окончания вулканической деятельности. Так, вдоль северной рамы эвгеосинклинали вулканическая деятельность продолжалась с позднего коньяка до конца раннего сантона. В это время в Казахском (или Акстафинском) прогибе наряду с осадочными накопилась 1,5 км толща вулканогенных пород кислого и среднего состава. Центры их излияния, выраженные вулканами центрального типа и экструзивными куполами и имеющие цепочечное расположение, тяготеют к ограничивающим данный прогиб разломам. В полосе, отделяющей данный прогиб от Агджакендского, вулканическая деятельность ослабевает и местами затухает. Восточнее, в западной части Агджакендского прогиба, в междуречье Кошкарчая и Бала-Кюракчая, в это время уже изливались вулканические образования среднего и основного состава значительной мощности, которые постепенно в западном и восточном направлениях замещаются осадочными породами. Эти данные свидетельствуют о связи позднемелового вулканизма описываемого прогиба с Ханлар-Хачбулагским поперечным разломом или флексурой. Наибольшим развитием нижнесенонские отложения пользуются во внутренней Севано-Карабахской зоне эвгеосинклинали, где они представлены в основном в вулканогенной фации и отличаются значительной фациальной изменчивостью. В этой зоне, в отличие от вышеописанной (за исключением окраинных частей прогибов, где вулканические процессы сравнительно запаздывали), вулканическая деятельность охватывает длительный период времени — от раннего коньяка до конца сантонского века. В пределах Тоурагачайского прогиба в это время значительную активность приобрел центральный отрезок Мровдагского разлома (Гямыш-Беневшалинский), ибо восточнее и западнее интенсивность вулканизма резко ослабевает. Видимо, это тесно связано с глыбовым строением прогиба, благодаря чему в его центральной части в течение коньякского времени накопилась 300 м толща покровов порфиритов, диабазов и их пирокластолитов, а по периферии — терригенные и карбонатные породы малой мощности. Начавшееся в коньяке погружение данного прогиба и вулканическая деятельность с возрастающей интенсивностью продолжают и в сантоне. В это время повсеместно и в массовом количестве изливались базальтовые лавы.

В течение коньякского века вдоль осевой полосы Мартунинского прогиба накапливались мощные (до 400 м) карбонатные, а по периферии — терригенно-карбонатные породы малой мощности. В сантоне вследствие усиления дифференциальных тектонических движений Ха-

чинчайское поперечное поднятие испытывает воздымание, отшнуровывает Мартунинский прогиб от Тоурагачайского и способствует интенсивному вулканизму и прогибанию первого. В связи с этим здесь в подводных условиях изливаются вулканы основного состава, которые представлены чередованием потоков и покровов миндалевидных витробазальтов, плагиобазальтов, различных порфиритов, их туфов и туфобрекчий.

Щелочно-базальтовый и базальтоидный характер продуктов излияния в Мартунинском прогибе, видимо, тесно связан как с проницаемостью земной коры, так и с сокращением здесь мощности гранитного слоя и близким расположением к поверхности базальтового слоя Земли, что доказано глубинным сейсмическим зондированием.

Сарыбабинский прогиб в раннем сеноне был наиболее глубоко опущенной по разломам трогообразной структурой. Раннесенонский вулканизм проявился на всем его пространстве. Осадочно-вулканогенная толща здесь в основном представлена чередованием мощных потоков брекчиевидных и миндалевидных диабазов, микродиабазов, диабазовых, мандельштейновых, пироксен-плагиоклазовых, плагиоклазовых, роговообманковых порфиритов их туфо-брекчий и туфоконгломератов, пачек и пакетов яшм, ожелезненных силицитов (радиоляритов) и окремнелых аргиллитов, туфопесчаников, конгломератов и реже известняков. Осадочные породы в основном встречаются вдоль окраин прогиба. Описываемая толща вдоль погребенных юрских поднятий и по периферии прогиба насыщена глыбами и обломками верхнеюрских известняков и рифовых известняков сантона. Мощность толщи от 1200—1300 м, сокращается до 200—300 м как вдоль прогиба, так и поперек. В этом же направлении изменяются фациальные особенности толщи. В распределении последних важную роль сыграли продольные и поперечные разломы, которые придали всей структуре глыбовое строение. В составе этой толщи удастся выделить спилит-диабазовую, кремнисто-диабазовую и порфиритовую серии, причем первые две из них характерны для наиболее прогнутой части прогиба и слагают собой нижнюю половину толщи. Порфиритовая серия распространена вдоль юго-западного борта прогиба.

В течение раннего сенона интенсивное погружение Тоурагачайского и смежного Сарыбабинского прогибов и соответственно накопление мощной вулканогенной толщи диабазового состава обусловило внедрение в нее вдоль ограничивающих прогибы глубинных разломов ультраосновных интрузий. По-видимому, внедрение их приурочивалось к концу раннесенонского прогибания и началу общего поднятия прогибов. Это доказывается наличием продуктов размыва ультраосновных пород в отложениях верхнего сантона. Отложения верхнего сантона (90—100 м) представлены в основном груботерригенными и карбонатными породами с обломками нижележащих отложений. Эти типичные мелко-видные отложения знаменуют собой кратковременное прекращение погружения прогибов, завершение цикла магматизма и начало новой позднесенонской трансгрессии.

Значительной фациальной изменчивостью, заниженными мощностями, мелководным характером осадков, ослабленным вулканизмом, полным отсутствием ультраосновных интрузий, силицитов (радиоляритов) и глыб верхнеюрских известняков характеризуются нижнесенонские отложения Гочасского прогиба. В последнем наибольшее прогибание и вулканическая деятельность происходили на юго-востоке, где магмоподводящим каналом служил Гочасский разлом, постепенно затухающий в северо-западном направлении. Отсутствие нижнесенонских отложений западнее Мыхтокянского хребта и на западном продолжении Лачин-

ского поднятия дает основание полагать, что Армянская геоантиклиналь, значительно расширившись на севере, была слита в единое целое с Лачинским поднятием. Восточнее вдоль осевой полосы прогиба распространены от 100 до 300 м мощности терригенные и туфоосадочные породы с редкими потоками порфиритов в верхах и с пачками известняков в низах. Юго-восточнее г. Лачин широко распространены лавово-пирокластические образования, постепенно нарастающие в мощностях до 700—900 м. В низах данной толщи здесь выделяется пачка пелитоморфных известняков, соответствующая коньякскому ярусу или части его. В позднем сантоне окраины внешней дуги и центральных зон внутренних прогибов эвгеосинклинали, за исключением узколокальных зон осевых полос прогибов, на значительной территории вовлекаются в поднятие, наступает затишье вулканизма и регрессии моря. В это время в пределах меловых прогибов в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа, вдоль южного борта Предмалокавказского краевого прогиба, а также и в прогибах внутренней зоны эвгеосинклинали отлагаются прибрежно-мелководные терригенно-карбонатные породы незначительной (30—100 м) мощности с продуктами размыва нижележащих отложений.

В кампане в связи с нарастанием трансгрессии наблюдается сокращение размеров суши и изменение палеогеографической обстановки. Выдержанный, почти однообразный карбонатный состав осадков кампана и незначительная доля, или почти отсутствие продуктов размыва предполагают повсеместное распространение морского бассейна с редкими островами. Однако анализ фактического материала позволяет представить палеогеографическую обстановку кампанского времени в следующем виде: Шамхор-Мровдагская суша, значительно сократившись в размерах как с запада, так и с востока, омывалась Акстафинским и Тертерским рукавами моря; Агдамская суша, значительно сократившись в размерах, распалась на Каракендский и Мехманинский острова. Последний Охи-Ахпюрской перемычкой был соединен с Карабахской сушей, которая не была покрыта водами лишь в современной высокогорной части. Эта суша простиралась от долины р. Тертер на западе до с. Туг на юго-востоке. Замзурское, Лачинское и Старотагское поднятия представляли собой узкие, слабо возвышающиеся над уровнем моря острова. На юго-юго-востоке не затопленными оказались районы Мегри-Гюнейского и Баргушетского хребтов. Вся остальная территория от Закавказского срединного массива на севере и до центральных районов Малого Кавказа на юге была залита водами кампанского моря, покрывшего и Армянскую геоантиклиналь, вплоть до Араксинской зоны.

На рубеже кампанского и маастрихтского веков происходят регрессия моря и осушение значительных территорий. Раннемаастрихтская регрессия быстро сменилась новой трансгрессией моря, благодаря чему на обширных территориях была уничтожена значительная часть кампанских отложений. Маастрихтские отложения, обычно согласно покрывая кампанские, отличаются песчанистостью и лишь в отдельных случаях покрывают их резко несогласно, имея в основании базальный конгломерат. Начавшийся в маастрихте подъем геоантиклинальных зон и осушение морских бассейнов не только продолжают, но и усиливаются в дани. Следствием этого явилось вовлечение в общий подъем значительных территорий прогибов и превращение их в сушу. Последняя на западе занимала значительное пространство между бассейнами оз. Севан и р. Куры и от долины р. Акстафачай на западе до р. Тертер на востоке, где, объединившись с Агдам-Карабахской сушей (бассейны рр. Тертер и Акеры), протягивалась вплоть до р. Аракс на юго-востоке. Северо-восточнее Шамхор-Карабахской суши простирался Предмало-

кавказский прогиб, воды которого местами вдавались заливами (Агджакендский и Каркарчайский) в пределы суши. С юго-запада суша, вероятно, была ограничена проливом моря, простиравшимся вдоль северо-восточного побережья оз. Севан и Шахдагского хребта в восточном направлении в бассейны рр. Тертер и Акеры вплоть до р. Аракс на юго-востоке. Этот пролив заливами (Тоурагачайский и Алякчинский) вдавался в пределы Карабахской суши. На юго-западе простиралась Армянская суша, которая на западе в верховьях Арпачая была залита морскими водами (?).

Анализ геотектонического развития Антикавказской эвгеосинклинальной области в альбе — позднем мелу показывает, что в это время происходит миграция осей максимального прогибания эвгеосинклинали к ее внутренним и внешним зонам. В позднем мелу значительные участки Армянской геоантиклинали погружаются под уровень вод, за исключением Кафанского, Южно-Севанского и Мисханского поднятий. Северо-восточнее, начиная с западной оконечности оз. Севан, в юго-восточном направлении протягивался Гочасский прогиб, возникший на раздробленных частях упомянутой геоантиклинали. В осевой полосе прогиба, тяготеющей к приразломной Лачинской геоантиклинали, юго-восточнее р. Тертер накопилось до 2,5 км вулканогенно-осадочной формации, которая в силу глыбового строения фундамента в продольном и поперечном сечениях быстро изменяется в мощностях и фации. Вероятно, начиная с турона дроблением была охвачена центральная часть Армянской геоантиклинали, и в это время и позже прогибается юго-западная часть восточного Севана. Что же касается северо-восточной части оз. Севан, отделенной от юго-западной зоной глубинного разлома, то она является более древней структурной единицей. Лачинская и Старотагская приразломные геоантиклинали, располагаясь между смежными и интенсивно погружающимися прогибами, на данной стадии испытывали умеренное поднятие.

Наибольшее погружение в течение рассматриваемого этапа испытывает Сарыбабинский прогиб, который в западной части в это время аккумуляировал до 3,5 км осадков терригенной, кремнисто-диабазовой и карбонатной подформаций. Эта структура, расположенная вдоль стыка с Армянской геоантиклиной и отделенная от нее Лачин-Башлыбельским глубинным разломом, в то же время является передовым прогибом воздымавшейся Карабахской суши и отвечает осевой полосе Антикавказской эвгеосинклинали в это время. Судя по фациям и мощностям отложений, этот прогиб в продольном сечении характеризуется ступенчатым строением. Тоурагачайский прогиб в рассматриваемое время служил передовым прогибом Мровдагского поднятия и, так же как Сарыбабинский, был ограничен парными разломами, т. е. представлял собой чрезвычайно узкую грабенообразно опускавшуюся структуру, накопившую в это время более 2,0 км отложений, тождественных отложениям Сарыбабинского прогиба. Интенсивному прогибанию в это время подвергается и Мартунинский прогиб, где накопилось более 2,5 км осадков терригенной, базальтовой и карбонатной подформаций. Во внедрении гипербазитовых интрузий важную роль играет наличие разломов глубокого заложения, способствующих длительному трогообразному опусканию прогибов, а не мощность земной коры. По данным геофизики, известно, что в пределах распространения этих интрузий (Сарыбабинский и Тоурагачайский прогибы) мощность коры достигает 40—45 км, а в других, где нет этих интрузий, 30 км (Мартунинский, Агджакендский, Гадрутский и другие прогибы). Кроме того, необходимо отметить, что гипербазитовые интрузии протягиваются вдоль стыка Армянской геоантиклинали с Сарыбабинским прогибом (осевой полосой Антикав-

казской эвгеосинклинали), за исключением Мровдагской части Тоурагачайского прогиба. Выясняется, что в течение данного этапа происходит общая миграция осей максимального прогибания как в сторону Закавказского срединного массива, так и в сторону Армянской геоантиклинали.

Неоднократное проявление складчатых движений значительно приподняло не только геоантиклинальные и смежные прогибы северной рамы эвгеосинклинали, но и их внутренние поднятия и крылья. В результате на данной стадии была создана Сомхито-Агдамская геоантиклинальная зона. Значительно приподнялась Карабахская геоантиклиналь и смежные участки, которые превратились в сушу. Складчатые структуры, созданные в пределах упомянутых поднятий, отличались меньшей напряженностью и пологими очертаниями. Судя по распределению мощностей, фаций, угловым и эрозионным несогласиям между альбом, сеноманом, нижним и верхним сеноном, складчатые структуры в позднемеловых прогибах формировались на фоне прерывистых поднятий, причем были первоначально созданы до отложения осадков позднего сенона, которые в дальнейшем претерпели интенсивную складчатость.

В позднем мелу развитие Араксинской зоны было сложным и многостадийным, отличающимся от остальной части Малого Кавказа как по условиям осадконакопления, так и по проявлению вулканизма и складчатых движений. После длительного перерыва, охватившего титон и весь ранний мел, в сеномане Араксинская зона испытывает новое прогибание и трансгрессию. Западная граница сеноманского бассейна в общих чертах совпадала с контуром юрского бассейна, северная проходила по контуру палеозой-триасового субстрата; восточная — по юго-восточному погружению Зангезурского поднятия, а с юга бассейн был открыт в Иран. Характер отложений показывает, что на протяжении от сеномана до маастрихта включительно в Еревано-Ордубадском прогибе господствовали морские условия осадконакопления (общей мощностью 1800 м) без каких-либо следов перерыва между отдельными ярусами верхнего мела. Пространственное распределение фаций турона, смена грубообломочного материала более мелкообломочным и далее глинисто-карбонатным указывают, что транспортировка терригенного материала происходила как с севера, так и с юга (со стороны Ирана), где временами располагались вулканические центры, давшие порфириновые эффузивы и их пирокласты. Начиная с конца маастрихта происходит сокращение границ бассейна и связь Ереванского и Ордубадского бассейнов прерывается Даралагезским поперечным поднятием. Море отступает на юго-восток, где происходит накопление циклических песчано-глинистых осадков датского яруса и палеоцена. Повышение солености привело к сильной загипсованности песчаников палеоцена.

Палеоцен-эоценовое время. В пределах геосинклиальной области Большого Кавказа, в течение палеоцена — эоцена накопление осадков происходит уже по периферии сводового поднятия, распространяясь, однако, в заливы, обусловленные неравномерными подвижками вдоль поперечной Яшминской флексуры (рис. 52). Существенную роль играли и подвижки по Западно-Каспийскому разлому, с которыми следует связывать формирование на крыльях сводового поднятия таких крупных наложенных прогибов, как Кусаро-Дивичинский на севере и Шемахино-Кобыстанский на юге. Морские условия сохраняются в Лагичском прогибе, а на севере наблюдается проникновение моря в Шахдагский прогиб (Будугская синклиналь). Следовательно, в начале кайнозойского сводового воздымания осевой зоны сопровождается складкообразованием, определившим изрезанный характер береговой линии на восто-

ке. Возникшие при этом заливы: Кубинский, Советабдский, Чаркиш-лакский, Вегверский, Кендинский и Лагичский уже совершенно несопоставимы с теми прогибами, которые они унаследовали и которые возникли в начале позднегеосинклинальной стадии развития Восточной части Большого Кавказа. Во-первых, это — зоны мелководий, раскрывающихся непосредственно в открытое море, где мощности осадков измеряются первыми сотнями метров; во-вторых, они ограничены с трех сторон

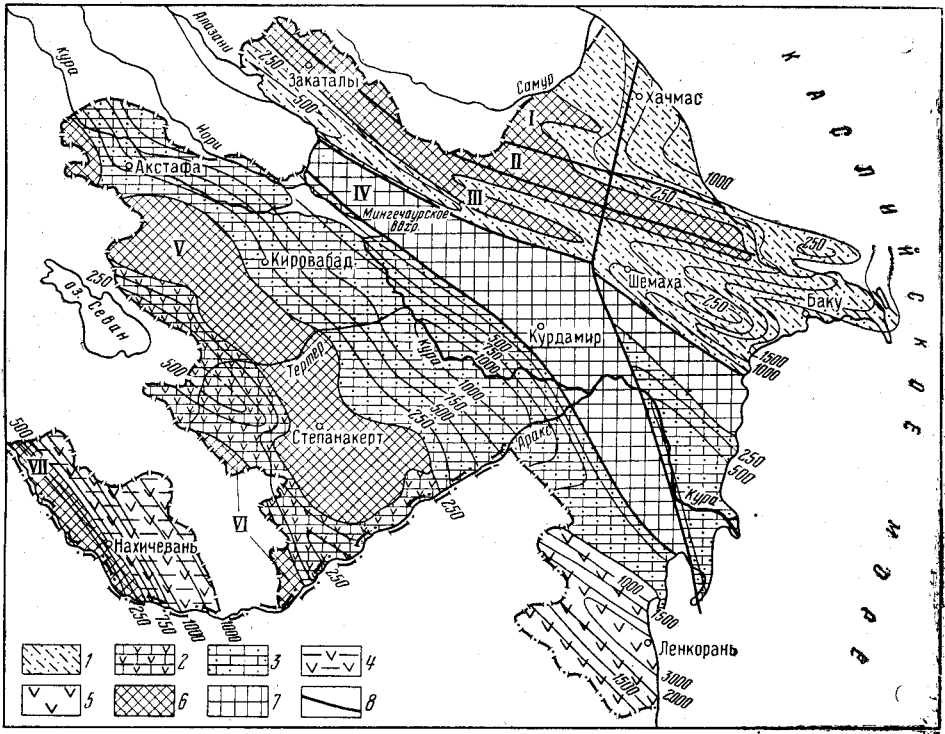


Рис. 52. Палеотектоническая схема палеоцена и эоцена (изопахиты, м)

Формации геосинклинальных прогибов: 1 — терригенная флишевая; 2 — вулканогенно-терригенно-карбонатная; 3 — терригенно-карбонатная; 4 — вулканогенно-осадочная; 5 — вулканогенная. Геоантиклинальные поднятия: 6 — абсолютные; 7 — относительные с маломощными разрезами; 8 — активные разломы и флексуры
 I — Кусарское поднятие; II — Центральное поднятие; III — Вандамское поднятие; IV — Закавказский срединный массив; V — сводовое поднятие Малого Кавказа; VI — Кафанское поднятие; VII — Шаруро-Джувльфинское поднятие

областями размыва, испытывающими воздымание и одновременно разрушение. Будучи вовлеченными вместе с ними в поднятие, они аккумулялировали большое количество обломочного материала, размеры частиц которого периодически менялись вместе с периодическими изменениями скорости воздымания сводового поднятия.

Палеоцен и эоцен знаменуют собой фактическое замыкание этих заливов и их выход из-под уровня моря, предшествуя орогенному этапу развития Восточного Кавказа. Отложения залегают на подстилающих образованиях и по периферии сводового поднятия, и в заливах резко трансгрессивно, а флишевый разрез этих отложений характеризуется в основном их терригенным составом. Вдоль южного контура этого сводового поднятия в эоцене произошли довольно крупные расколы. В частности, они, вероятно, имели место на стыке современного Алазано-Агричайского прогиба, возникшего как область интенсивного, но относительного прогибания в границах Азербайджана в позднем плиоцене —

антропогене, и зоны Аджиноурских поднятий, где А. В. Мамедовым (1968) установлено проявление эоценового вулканизма. Элементы его мы обнаруживаем по южной периферии сводового поднятия Восточного Кавказа в виде прослоев бентонитовых глин и вулканических пеплов, северная граница распространения которых определяется Алтыгагач-Куркачидагским антиклинорием. Южнее, в Шемахино-Кобыстанской зоне прогибания, мощности палеоцена и эоцена заметно возрастают, достигая примерно 1000—1500 м. Резко несогласное залегание эоцена, а затем олигоцена на меловых отложениях Вандамского антиклинория (Гендобское поднятие) говорит о роли подвижек по Западно-Каспийскому разлому и вызванной ими поперечной волнистости шарнира названного антиклинория в течение палеогена. Проявление поперечной волнистости наблюдается и в унаследованных от мелового периода прогибах, в частности в Лякичай-Вегверском прогибе, выразившись в обособлении Амбизлярской мульды на западе и Вегверского прогиба на востоке.

Разрастающимся поднятиям Большого и Малого Кавказа в области Куринской впадины противопоставляются в это время прогибания. В палеоцене областями наибольшего прогибания и накопления осадков по-прежнему продолжают оставаться краевые зоны впадины — тыльный прогиб вдоль южной периферии Большого Кавказа на севере и Предмалокавказский прогиб на юге. В первом из этих прогибов палеоцен выражен песчано-мергелисто-глинистыми осадками флишевой фации и имеет мощность 100—150 м, а во втором — карбонатно-терригенными отложениями мощностью до 400 м. Между этими прогибами в Южно-Кавказно-Аджиноурской области и в районе Кюрдамирского поднятия существовали обширные участки суши, цепь островов, которые служили дополнительными источниками сноса терригенного материала в указанные выше прогибы.

В эоцене в Куринской впадине происходит широкая трансгрессия, достигшая своего максимума в среднем и позднем эоцене. При этом положение основных поднятий и прогибов и направление сноса остаются прежними, а амплитуда прогибания и дифференцированность территории на дополнительные области поднятия и опускания увеличиваются.

Северный краевой прогиб в крайней северо-западной части распадается на два узких прогиба, оконтуренных изопахитами 400 м. Относительно приподнятый участок, разделявший эти два частных прогиба, отвечает осевой полосе Кавказской геосинклинали. В северном из этих прогибов отлагались песчано-мергелисто-глинистые осадки флишевой фации с комплексом фораминифер, типичных для областей открытого моря, а в южном — фаунистически охарактеризованные терригенные отложения — аркозовые песчаники, глыбовые конгломераты и брекчии.

В Предмалокавказском краевом прогибе фации эоценовых отложений дают более пеструю картину. Здесь переплетаются между собой литофации терригенно-вулканогенные и песчано-глинисто-мергелистые. Первые преобладают в западной части, вторые — в восточной части прогиба. Граница между этими областями с различными литофациями совпадает с Шамхорским поперечным поднятием, разделяющим прогиб на две впадины — Караязскую на западе и Бардинскую на востоке. В первой мощность эоценовых отложений, по данным бурения, составляет более 1000—1600 м, а во второй — 100—1200 м. По распределению мощностей эоценовых отложений в зоне южного борта Предмалокавказского прогиба также отчетливо вырисовываются Акстафинский выступ, Даллар-Джирдаханское, Дальмамедлинское, Казанбулагское, Нафталанское, Мирбаширское, Агджабединское, Ждановское, Советлярское и другие поднятия.

Из-за отсутствия фактических материалов по обширной внутренней части Куринской впадины судить о палеогеографической и тектонической обстановке здесь не представляется возможным, но отсутствие палеогенового комплекса пород в районе Кюрдамирского гравитационного максимума (подтверждено бурением), а также наличие огромных глыб и валунов из юрских и более древних пород в эоценовых отложениях зоны северного борта впадины (Кахетино-Дашюзская зона) определенно указывают на продолжающееся существование внутри Куринской впадины крупных интенсивно размывающихся участков суши.

В пределах эвгеосинклинальной области Малого Кавказа конец позднего мела и начало палеогена характеризуются значительными поднятиями, расширением площадей суши, сужением прогибов и исчезновением многих из них, регрессией и обмелением морей и миграцией осей максимального прогибания к окраинам эвгеосинклинали — передовым прогибам воздымавшихся поднятий. В это время вдоль северной рамы эвгеосинклинали протягивалась Сомхито-Агдамская зона поднятий, превратившаяся уже в антиклинорий. Многие севернее расположенные структуры Севано-Карабахской зоны, окончательно слившись с предыдущей зоной, составили единую сушу, которая с юго-запада была ограничена проливом мелкого моря, занимавшим узкую полосу от оз. Севан до Аракса. Юго-западнее этот пролив в районе оз. Севан был соединен с Еревано-Ордубадским прогибом, а юго-восточнее простиралась обширная суша, занявшая современное Карабахское плато и Кафанское поднятие.

Палеогеновые отложения заливов Сомхито-Агдамской суши с запада на восток изменяют свой состав от груботерригенных до тонкоотмученных разностей. Видимо, при преобладающей сравнительно спокойной обстановке на западе существовали высокоприподнятые участки суши. Судя по постепенному переходу от мела к палеоцену в Шахдагской синклинали (в остальной части внутренней зоны Малого Кавказа эти отложения, видимо, были смыты), в начале эоцена существенных изменений в палеогеографической обстановке области не происходит. С наступлением среднего эоцена происходят активные тектонические движения, оживление разломов, значительные дифференциальные движения блоков, интенсивное погружение прогибов, трансгрессия моря, интенсивная вулканическая деятельность во внутренней зоне Малого Кавказа.

В это время вдоль северной окраины Малого Кавказа, включая и Нагорный Карабах, возникает суша, которая, размываясь, доставляла в окружающие прогибы тонкоотмученный пелитовый материал. В Казахском и Гянджачайском прогибах вдоль разломов изливались продукты вулканической деятельности. По-видимому, морским бассейном в среднем эоцене было занято все пространство центральной части Малого Кавказа от Шахдагского хребта на западе до р. Аракс на юго-востоке. Это море образывало ряд проливов (Актафинский и Нижне-Араксинский) и некоторые заливы (Гюнейпейнский и Даликдашский) во внутренней зоне. В северной части данной зоны при наличии блоковых структур, поперечных разломов и флексур складчатость эоцена, подчиняясь простиранию ограничивающей суши, наследует верхнемеловой, т. е. северо-западный (план складчатости). Наибольшее прогибание (2,5—3 км) и интенсивный вулканизм в эоцене испытывает унаследованный Шахдагский прогиб.

В пределах же юго-западной окраины внутренней зоны, т. е. на стыке Армянской геосинклинали, где отложения мезозоя маломощны и роль северо-западных разломов незначительна, активно проявляются поперечные разломы и флексуры, которые способствовали дифференци-

альным и неравномерным движениям блоков и интенсивному вулканизму. По-видимому, этим путем в верховьях рр. Тертера и Акеры был создан Кельбаджарский наложенный меридиональный прогиб, на севере охватывающий прилегающие участки мелового Сарыбабинского прогиба. Наибольшее прогибание и интенсивная вулканическая деятельность в это время были сосредоточены в пределах Тертерского блока — вдоль поперечного разлома того же наименования, где в течение среднего эоцена накопилась около 1,5 км толща пирокластических и лавовых образований андезито-базальтового состава. Лежащие западнее и восточнее смежные блоки (Восточно-Севанский и Далидагский) были сравнительно приподнятыми, и в них среднеэоценовая вулканогенная толща замещается туфогенно-терригенным флишем с линзами нуммулитовых известняков и редкими и маломощными потоками лав.

Юго-восточнее наличие изолированных выходов эоцена в осевых частях синклиналиных складок бассейнов рр. Акеры и Базарчая свидетельствует о былом широком распространении этих отложений и об унаследованном развитии эоценовых прогибов. Наличие в низовьях р. Акеры мощной толщи (300 м) конгломератов и вулканогенных образований, вероятно, объясняется оживлением в это время Ишихлинского разлома.

В позднем эоцене, как и во многих районах Кавказа, в рассматриваемой зоне происходят поднятия и интенсивная складчатость. В связи с этими позднеэоценовыми (триалетскими) складчатыми движениями значительные области освобождаются от моря и превращаются в сушу. Прогибание продолжается лишь в зонах эвгеосинклинали, вовлеченных в интенсивное погружение с палеоэоцена. Таким образом, осадконакопление в позднем эоцене локализуется в основном в Предмалокавказском, Нижнеараксинском, Шагдагском и Еревано-Ордубадском прогибах. Следствием этих движений явилось возникновение вдоль древних зон глубинных разломов крупных и протяженных надвиговых структур и интрузивная деятельность. В это время формируются почти все кислые и средние интрузии внутренней зоны Малого Кавказа: Шальва-Лачинская (западная часть), Даликдашская, Казыханлинская, Далидагская, ряд мелких тел кварцевых диоритов, прорывающих гипербазитовые интрузии Сарыбабинского и Тоурагачайского прогибов, а также группа Джамиллинских лакколлитов. Талышская зона, связывавшая в позднем мелу — эоцене Малокавказскую геосинклиналь с Эльбурской, отразила основные черты тектонического развития, процессов осадконакопления и магматизма смежных структурных зон.

О раннегеосинклинальной стадии развития Талыша судить трудно. Судя по отсутствию юрских отложений в сопредельных районах Ирана и по трансгрессивному залеганию верхнемеловых известняков через базальные конгломераты непосредственно на метаморфическом комплексе докембрия, можно предполагать, что зона представляла собой часть обширного поднятия, созданного байкальской (ассинтской) орогенцией. Это поднятие первоначально занимало значительную территорию Азербайджана, южной Армении и северо-западного Ирана (Закавказско-Корадагский массив).

Хотя в Талыше и сопредельных частях Ирана верхнемеловые образования покрыты мощным чехлом кайнозоя, но наличие изолированных выходов их на северо-западном погружении Эльбурса, в южном Талыше (бассейн Истисучай), Дашта-Мугани (к северу от Ардабиля, в бассейне Илгуачай, районе горы Кадырюртбаши) и в прибортовых частях Нижнеараксинской депрессии, а также вскрытие их глубокими скважинами на площадях Новоголовка, Ждановск, Бегманлы дает основание восстановить палеогеографию этого времени. Верхнемеловые

отложения представлены карбонатными литофациями — гиппуритовыми, детритовыми, рифовыми известняками, переслаивающимися в нижней части с вулканическими породами.

Палеогеографический анализ показывает, что позднемеловой прогиб Талыша был широким и имел связи на северо-западе с Предмазовкавказским и на западе с Тавризмским прогибами. О границах этого прогиба говорить трудно, но, судя по мощности, наиболее глубокая часть его была в районе Новоголовка — Ждановск, представлявшем в кайнозой область устойчивого поднятия и размыва.

В конце позднего мела в Талышском прогибе (так же как и во всех прогибах Малого Кавказа) происходило сужение и обмеление бассейна. Между верхним мелом и датским ярусом в этой зоне существовал перерыв в осадконакоплении и поднятии, о чем свидетельствует трансгрессивное залегание осадочно-туфогенной серии дания — палеоцена (мощностью до 1400 м) с базальным конгломератом на ороговиконаных и брекчиевидных известняках кампан-маастрихта.

Для покрывающей серии дания — палеоцена характерно наличие туфогенного материала, представленного алевротуффитами, туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоконгломератами. Очевидно, в это время на западе действовали подводные вулканы, продукты размыва которых транспортировались и отлагались в рассматриваемой части Талышского прогиба.

Конец палеоцена характеризуется значительными поднятиями, расширением границ суши и складчатостью. В раннем эоцене на меловом субстрате закладывается Талышский прогиб северо-западного простирания, претерпевший значительные изменения в последующие стадии своего развития. Прогиб первоначально занимал значительную площадь, охватывая территорию горного Талыша и сопредельных областей Иранского Азербайджана. Южный борт его отчетливо вырисовывается залеганием эоценового вулканического комплекса на юрско-верхнемеловых породах северо-западного погружения Эльбурса. Северной границей прогиба служило юго-восточное замыкание верхнемеловых положительных структур Малого Кавказа, испытывающих периклинальное погружение вдоль левого бережья Аракса. Заложение эоценового прогиба сопровождалось раскалыванием фундамента по глубинным разломам и интенсивной вулканической активностью.

В раннем эоцене наибольшее прогибание испытывали северная и западная части предэоценового Астаринского поднятия, где подводный вулканизм трещинно-центрального типа породил мощную (1300 м) толщу лав и пирокластов, изменяющихся по составу от трахиандезитов до базальтов и пикрит-трахибазальтов. Причем, вначале вулканизм проявился в западной прибортовой части Астаринского поднятия, а затем мигрировал на северо-восток, в Космальянский прогиб. В это время, очевидно, суша была низкой и нерасчлененной, а размыв и снос терригенного материала в водный бассейн почти отсутствовал.

Вулканическая деятельность раннего эоцена протекала в три стадии, различающиеся по характеру вулканизма, составу его продуктов и структурной приуроченности. При этом вулканические центры каждой стадии устанавливаются отчетливо по субвулканическим и жерловым фациям, а также цепочечной их расположенности.

В конце раннего эоцена вулканизм затухает и начавшаяся лютетская трансгрессия сопровождается размывом вулканических пород и переотложением их вдоль прибрежной зоны (Мистан — Дивагач — Гельдара) мелководного бассейна, причем туфопесчаники и туфогравелиты с гальками и валунами нижнеэоценовых вулканитов отлагались в юго-восточной части прогиба, алевротуффиты и глины — в центральной и се-

веро-западной его частях. Обилие растительных остатков и наличие нуммулитовой фауны в песчаных слоях осадочно-туфогенной толщи указывает на теплый климат и на открытый характер водного бассейна. Быстрая изменчивость фаций и мощностей отложений по простиранию объясняется изрезанными очертаниями береговой зоны и вулканическим рельефом дна бассейна.

В дальнейшем на фоне общего воздымания Астаринского поднятия (включая западную часть Космальянского прогиба) область прогибания перемещается на северо-восток и, расширяясь с юга в восточном направлении, занимает значительную часть центрального и южного Талыша с переходом в сопредельные районы Ирана. Этот процесс сопровождался размывом суши (базальные конгломераты) и интенсивным вулканизмом центрально-трещинного типа вдоль вновь заложённых глубоких разломов. Состав вулканитов меняется от трахиандезитовых базальтов до трахиандезитов.

Наличие крупных глыб (ксенолитов) известняков вдоль зон разломов и их обломков в пирокластах свидетельствует о приподнятости в среднеэоценовое время мелового субстрата, который подвергался дроблению и размыву, а затем захвату глыб при взрывной деятельности вулканов. Вулканизм происходил преимущественно в субэаральных условиях, о чем свидетельствует плохая отсортированность пород и их красноцветная окраска.

В позднеэоценовое время Талышская зона в отличие от других палеогеновых прогибов Азербайджана испытывала устойчивое прогибание, но процесс осадконакопления прерывался бурной вулканической деятельностью. В связи с этим флишоидные вулканогенно-осадочные образования верхнего эоцена имеют трехчленное строение, расчленяясь снизу вверх на туфогенно-осадочную (флишоидную), вулканогенную и алеврито-песчаную серии общей мощностью свыше 2500 м.

Анализ распределения фаций и мощностей туфогенно-осадочной серии показывает, что в юго-восточном направлении происходит увеличение содержания алеврито-глинистых осадков с соответствующим возрастанием их мощности (до 1000 м), а на северо-запад — увеличение псаммитовых пород и уменьшение суммарной их мощности (до 150—100 м).

Далее, в связи с усилением прогибания разломы юго-западного борта Лерикского прогиба приобретают глубинный характер и контролируют вулканизм центрального типа, давший лавы и пирокласты трахиандезито-базальтов и андезитов, характеризующихся довольно выдержанным простиранием на значительной территории Талыша и прилегающего района Ирана. Вулканизм этого времени был подводным и интенсивным. В конце эоцена наиболее глубокая часть бассейна располагалась в северном Талыше, в области современного Буроварского поднятия, где и накопились алеврито-песчаные отложения мощностью до 900 м. В прибортовой зоне осадки этого времени носили мелководный и регрессивный характер, содержа примесь слабоокатанного вулканического материала предыдущей стадии извержений.

Общая мощность осадочно-вулканогенного комплекса эоцена в Талышском прогибе достигает 5000 м, причем в направлении на север и северо-запад происходит уменьшение роли вулканического материала в составе комплекса и увеличение содержания нормально-осадочных пород. При этом вскрытые скважинами на площади Ждановска фораминиферовые слои эоцена в прогибах имеют мощность всего 400 м, а на сводах меловых выступов — до 50 м и представлены переслаиванием мергелей, глин и песчаников с прослоями вулканического пепла, гилляби и туфогенных пород, содержащих рыбы и растительные остатки. Поч-

ти такая же ассоциация пород эоцена (мощностью до 1000 м) с несколькими пластовыми интрузиями базальтов вскрыты глубокой скважиной в районе Новоголовки.

Рубеж мела и палеогена явился одним из переломных моментов развития Араксинской зоны. В это время западная часть территории Нахичевани представляла область размыва, что подтверждается отсутствием в ней отложений датского яруса — палеоцена и нижнего эоцена и трансгрессивным налеганием среднего эоцена на верхний мел — палеозой. Начиная с раннего эоцена, область прогибания перемещается к востоку в сторону Зангезурского поднятия, где в течение всего палеогена она являлась ареной интенсивных процессов эффузивного и интрузивного магматизма.

Распределение продуктов раннеэоценового эффузивного вулканизма (среднего состава порфириты и их пирокластиты мощностью до 1000 м) показывает, что основные его центры располагались в области юго-западной части Зангезурского поднятия (горы Капуджих, Казангельдаг), и представлен он подводным центральным типом. В завершающую стадию раннеэоценового эффузивного вулканизма внедрялись субвулканические тела (экструзивы, силлы и дайки), получившие наибольшее развитие в юго-западной части Зангезурского поднятия (полоса Ажнавир — Кянза — Нюсюс), где они прорывают осадочные отложения верхнего мела и в бассейне Кянзачая переходят в лавовые покровы. Переход к среднему эоцену ознаменовался регионально выраженной трансгрессией и расширением морского бассейна, вулканизм же заметно ослабевает и носит пульсационный характер, подчиняясь процессу седиментации нормально-морских карбонатно-терригенных осадков.

Среднеэоценовые отложения Нахичевани представлены вулканогенно-осадочной толщей нижнего лютета (1100 м) и туфоконгломератовой толщей верхнего лютета (до 800 м). Подводный вулканизм этого времени носит центральный характер, выразившийся развитием порфировых агломератовых лав, туфоконгломератов, туфобрекчий и покровов, разделенных пачками нормально-осадочных и туфогенных пород.

К началу позднего эоцена в Ордубадском прогибе происходит затухание эффузивного вулканизма и слабое локальное воздымание (Азизбеков, 1961). Переход туфоконгломератовой толщи среднего эоцена в осадочную толщу (терригенные и переотложенные туфогенные породы) верхнего эоцена не везде согласный. Там, где туфоконгломератовая толща имеет неполный разрез (Парадашский прогиб), верхнеэоценовая толща (мощностью 600—700 м) лежит на ней несогласно, нередко (в районе сс. Башкенд, Тейвас и Кейник) с базальными конгломератами в основании. Там, где разрез туфоконгломератовой толщи полный (Норс-Тиркешский прогиб), верхнеэоценовая толща залегает согласно. Это показывает, что зоны малых мощностей туфоконгломератовой толщи представляли собой в начале верхнего эоцена кратковременно существовавшие области размыва.

К концу эоцена продолжалось воздымание области, обусловившее полную регрессию моря, предшествовавшую началу орогенного этапа в развитии Араксинской зоны.

ОРОГЕННЫЙ ПЕРИОД (ОЛИГОЦЕН—АНТРОПОГЕН)

Конец эоцена и начало олигоцена во всех структурно-формационных зонах Азербайджана характеризуется новыми существенно отличными от предыдущего собственно геосинклинального периода геотектоническими условиями. Этот рубеж знаменует собой переход от прогибания к поднятию и складчатости.

В межгорных, краевых и предгорных прогибах возрастает роль прогибания и накопления продуктов размыва возникших горных сооружений. В этот период создаются наложенные и формируются периклинальные прогибы. В связи с разрастанием областей суши континентальные условия постепенно вытесняют морские условия осадконакопления — усиливаются регрессии морей и происходит превращение в замкнутые бассейны и лагуны. Подводный вулканизм сменяется наземным.

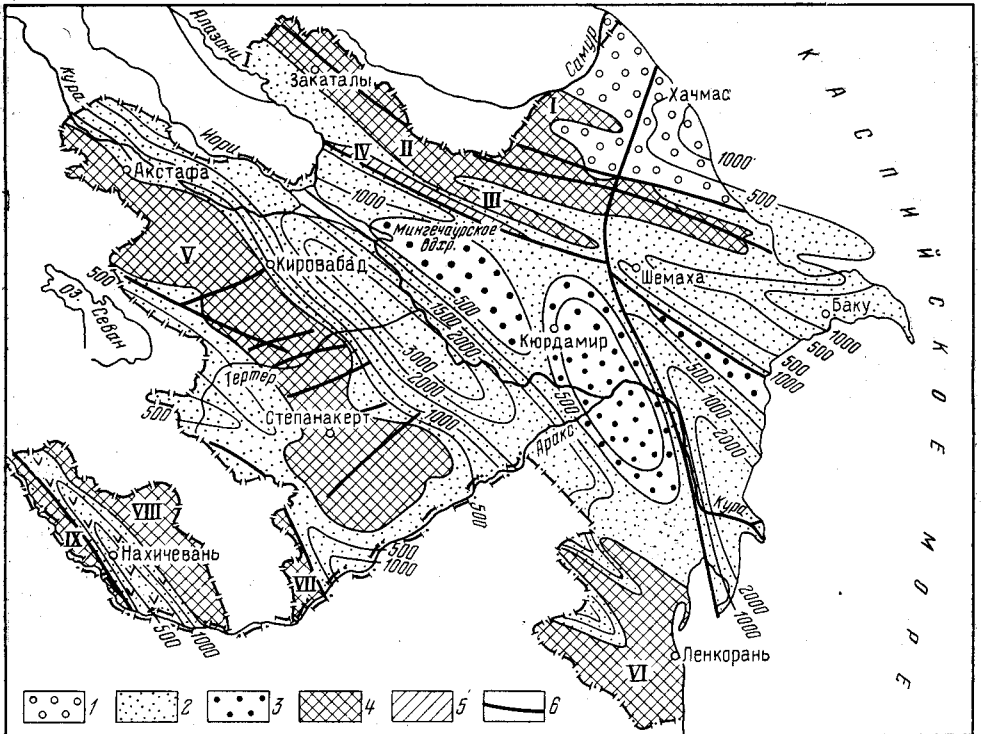


Рис. 53. Палеотектоническая схема олигоцена и раннего миоцена (изопакиты, м)

Молассовые прогибы: 1 — передовые; 2 — межгорные и внутригорные. Геоантиклинальные поднятия: 3 — относительные; 4 — абсолютные; 5 — приразломные; 6 — активные разломы и флексуры. Поднятия: I — Кусарское; II — Центральное; III — Вандамское; IV — Кахетинско-Дашюзское; V — сводовое Малого Кавказа; VI — Талышское; VII — Кафанское; VIII — Загезурское; IX — Шарур-Джувльфинское

Результатом этих преобразований явилось появление молассовых формаций. Последние в соответствии с развитием области отчетливо распадаются на нижнюю и верхнюю молассы. Первая представляет тонкообломочные песчано-алеврито-глинистые отложения, а вторая состоит из грубообломочных песчано-галечниковых образований, целиком возникших в результате размыва окружающих горных сооружений. Наблюдаемые ныне морфологические черты горных сооружений Большой и Малого Кавказа и разделяющей их Куринской впадины, меридиональной депрессии Каспия, а также окружающих передовых прогибов, возникли в результате новейших тектонических движений, проявившихся в течение орогенного этапа развития территории Азербайджана.

Раннеорогенная стадия. Олигоцен-раннемиоценовое время. В олигоцене и раннем миоцене контраст в характере вертикальных движений заметно усиливается (рис. 53). Сводовое поднятие Восточного Кавказа еще более разрастается, превращаясь в почти единую об-

ласть размыва, но с достаточно дифференцированным рельефом. И в Шемахино-Кобыстанском прогибе, и на восточном крыле Яшминской флексуры (Апшеронская область, Джейранкечмесская депрессия), и в Кусаро-Дивичинском прогибе идет накопление однообразных морских моласс, состоящих из глин с очень редкими и тонкими песчаными прослоями. Мощность их достигает 700—1000 м и более.

В пределах краевых зон прогибания существовали подводные выступы. Один из них располагался в полосе Кусарского поднятия, где отсутствуют, очевидно, размытые позднее не только осадки майкопской серии, но почти всего миоцена, мощности которых должны были быть небольшими. Другой выступ отмечается в Шемахино-Кобыстанском прогибе в полосе Яваныдагского максимума силы тяжести, соответствующего участку поперечного воздымания шарнира погребенного продолжения Вандамского поднятия, где наблюдается сокращение мощностей майкопской серии (300—400 м). Здесь же в составе майкопских отложений резко увеличивается роль песчаных образований.

На значительной части Куринской впадины в олигоцен-раннемиоценовое время существовал морской бассейн, названный Куринским. Это время знаменуется новым значительным усилением погружения и отмиранием некоторых ранее существовавших поднятий. Вместе с тем следует отметить, что в это время область Куринской впадины не всюду была покрыта морем. На месте Кюрдамирского погребенного выступа существовала островная суша, так как Джарлинская скважина, пробуренная на склоне этого выступа на глубине 3115 м из подошвы сарматских отложений, вошла в верхнемеловые известняки.

В раннем олигоцене наличие островов можно допустить в зоне Мильско-Муганской, Мингечаур-Геокчайской, Эльдарской, Сагараджинской гравитационных аномалий и в полосе южного склона современной Ленгезиско-Алятской гряды. Основанием для такого суждения служит то, что в названных районах или непосредственно в их близости отложения олигоцена — нижнего миоцена сокращаются в мощности и обогащаются груботерригенными породами. Морская береговая полоса, видимо, отличалась изрезанностью, и наряду с узкими заливами существовали скалистые береговые выступы.

Вдоль южного борта Куринской впадины такие заливы вырисовываются в районе Казаха, в междуречье Гянджачая, Тертера (Карачайский залив) и Агдама, а также в районах Телави и Лагича вдоль ее северного борта. Наряду с этим, наличие многочисленных островов в пределах центральной части Куринской впадины создавало условия для накопления довольно пестрой по составу фаций и мощностям толщи осадков. В отличие от осадков эоцена отложения майкопской серии являются повсеместно терригенными (нижнемолассовая, или шлировая формация), главным образом глинистыми. Только вблизи Большого и Малого Кавказа и внутренних поднятий в них появляются значительные прослой и линзы грубообломочных пород — песков, песчаников, гравелитов и конгломератов, причем последние обычно приурочиваются к нижней и средней частям разреза майкопской серии. Особенно насыщен песчаными породами почти весь разрез майкопской серии в северо-западной части зоны северо-восточного борта впадины. В зоне южного борта впадины максимум песчаности и значительное развитие гравелитов и конгломератов приурочивается к Карачайскому заливу. Здесь граница распространения груботерригенных осадков образует выступ к северо-востоку, обратный очертаниям изолиний мощностей. Судя по значительному возрастанию песчаных образований, существование таких артерий можно предполагать также на месте современных долин Акстафы и Тертера. Однако неравномерность распределения песков и

изменчивость их мощностей и гранулометрического состава в зоне южного борта впадины были обусловлены не только неравномерным, локальным поступлением этого материала с Малокавказской суши, но и особенностями его разноса. Видное участие в последнем должны были принимать течения. На направлении же течений не могли не сказаться неровности дна бассейна, обусловленные продолжавшимся ростом антиклинальных поднятий и выступов, возникших еще в мелу. Здесь же следует отметить, что в начале олигоцена, когда преолигоценные поднятия сменились опусканиями, море чрезвычайно быстро покрыло сильно расчлененную сушу склонов Малого Кавказа, затопив в первую очередь речные долины, как это мы видим по рукавообразному залеганию конгломератов из меловых пород среди глинистых отложений майкопа у Агдама (Хаин, Шарданов, 1952).

Надо полагать, что нижнеолигоценовая часть майкопской свиты обдает значительной песчаностью и в западной части центральной зоны впадины в полосе современного Чатминского антиклинория. Об этом свидетельствуют многочисленные обломки песчаных пород в выбросах грязевых вулканов. Поставщиками этих терригенных пород, по всей вероятности, являлись острова на месте Эльдарского и Сагареджинского гравитационных максимумов, где могли размываться мезозойские и более древние кристаллические породы. Подтверждением этому служит наличие многочисленных гранитных галек и пластов чисто кварцевых песков в олигоценовых отложениях южного склона Кахетинского хребта. Аналогичные образования совершенно отсутствуют в олигоценовых отложениях северного склона указанного хребта, что указывает на снос этого материала с юга.

Литофации майкопских отложений обширной восточной части Куринской впадины нам почти неизвестны. Здесь майкопские отложения вскрыты бурением лишь в крайней южной Предталышской зоне, где они содержат значительные прослои песков, песчаников и конгломератов из вулканогенных пород эоцена Талышского хребта. Развитие песчаных образований можно подозревать и в полосе северного борта впадины, где, судя по резкому увеличению удельного веса песчаных пород в разрезе майкопской серии южного Кобыстана, в майкопское время располагалась интенсивно размывающаяся Северо-Ширванская суша.

К концу майкопского времени заметно ослабевает привнос грубообломочного материала, и глины становятся господствующим типом осадков почти по всей области Куринской впадины.

Состав и взаимное расположение литофациальных комплексов майкопской серии в пределах описываемой территории показывает, что основные источники обломочного материала располагались в пределах Большого и Малого Кавказа. Об этом свидетельствует не только своеобразное размещение литолого-фациальных зон в пространстве и увеличение грубости осадков по мере приближения к источникам сноса, но и минералого-петрографический состав пород, явно указывающий на их связь с породами, развитыми на Большом и Малом Кавказе.

Многочисленные глинисто-сидеритовые конкреции, развитые в майкопских отложениях, указывают на застойные восстановительные условия, господствовавшие в придонной зоне майкопского моря. Об этом же говорит бедность описываемых отложений остатками фауны. В прибрежных песчаных отложениях они представлены раковинами моллюсков — обитателей вод нормальной солености, а более глубоководные отложения содержат лишь рыбы остатки и крайне скудную фауну фораминифер и остракод. Важно отметить, что майкопская серия в песчано-глинистой литофации почти повсеместно является нефтеносной. Это мы

видим в Кировабадском районе, в междуречье Куры и Иори, в Южной Кахетии и Шемахино-Кобыстанской области.

Распределение мощностей майкопских отложений показывает, что в отличие от палеоцен-эоценовой эпохи прогибание происходило в майкопское время более дифференцированно в различных частях региона. Возникла новая область интенсивного прогибания (мощности 1000—1500 м) в Южной Кахетии и Аджиноурской области. Она отделялась от более северного Алазано-Агричайского прогиба (мощности 100—200 м) полосой кордильер в зоне современного Кахетино-Дашюзского антиклинория и более южного Предмалокавказского прогиба структурным порогом в центральной части впадины в полосе Сагареджинского, Эльдарского, Мингечаур-Геокчайского и Кюрдамирского гравитационных максимумов.

Гораздо более сложным представляется в майкопское время строение Предмалокавказского краевого прогиба. В своей западной части он оказался значительно смещенным к северу по сравнению с его положением в эоцене и был представлен двумя впадинами. Первая, более западная впадина, занимавшая территорию западной части современного Чатминского антиклинория, характеризуется накоплением осадков от 1500 до 2000 м. Небольшим перекастом против Шамхорского выступа эта впадина отделяется от следующей к востоку Джейранчельской впадины (мощность 1500 м). Восточная часть Предмалокавказского прогиба по-прежнему состояла из Бардинской впадины, амплитуда прогибания которой была значительно больше — свыше 3000 м. На востоке она замыкалась Кюрдамирским поперечным поднятием. К востоку от последнего в крайней восточной части описываемой области намечается еще одна обширная впадина — Нижне-Куринская. Восточная ее часть открывается в современную Южно-Каспийскую впадину, где в продолжении всего мезозойского и палеогенового времени также, очевидно, существовало море.

Как видно, максимальные мощности были приурочены к южному Предмалокавказскому борту впадины. В этой же зоне майкопская серия наиболее обогащена грубообломочным материалом — гравелитами и конгломератами. Следовательно, наибольшее поднятие в майкопское время испытал Малый Кавказ; Большой Кавказ в этом отношении заметно отставал.

В течение данной стадии значительная часть эвгеосинклинальной области Малого Кавказа вовлекается в общее дифференцированное поднятие с образованием складчато-глыбовых структур, где господствуют эрозионные процессы. В это время в основном формировались складчато-глыбовые структуры Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон. В позднем эоцене в прогибах (Шахдагский и др.), расположенных в зоне перехода или у стька Армянской геоантиклинали и Севано-Карабахской внутренней геосинклинали, прогибание сменяется поднятием, и эта внутренняя зона, претерпев складчатость, объединяет севернее расположенные зоны с Армянской геоантиклиналью. В связи с этим с олигоцена зоны максимального прогибания окончательно перемещаются в пределы Предмалокавказского краевого прогиба и Араксинского межгорного прогиба. В первом из них в течение олигоцена — раннего миоцена накопилось свыше 3,5 км морских нефтеносных терригенных осадков нижнемолассовой формации. Эти данные свидетельствуют об интенсивном поднятии и размыве центральной части Сомхито-Агдамской зоны. Характерно, что здесь в створах современных правых притоков р. Куры в низах олигоцена появляются слои, пачки и линзы грубообломочных пород конгломератового характера. Эти данные привели В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952) к мысли,

что в этих местах располагались дельты и русла рек, из коих наиболее протяженной была р. Палео-Карачай, протекавшая тогда вдоль Дашкесан-Кяпазской синклинали. В течение этого же времени в юго-восточной карабахской части Малого Кавказа вдоль нижнего течения р. Аракс формируется устойчиво погружающийся поперечный прогиб, который на северо-востоке и юго-западе, сливаясь соответственно с Предмалокавказским и Акеринским прогибами, образует довольно крупный периклиналильный прогиб. В последнем накопилось более 2 км (включая и средний миоцен) осадков нижнемолассовой формации.

Конец эоцена и начало олигоцена в Талышской зоне знаменуются общим поднятием и складчатостью с образованием Буроварского поднятия и Лерикского синклинория, которые по отношению к Астаринскому поднятию были новообразованными.

Олигоцен-нижнемиоценовые молассовые отложения лежат с азимутальным и угловым несогласием на флишоидном верхнеэоценовом вулканогенно-осадочном комплексе Лерикского синклинория и Буроварского поднятия, выполняя отчетливо выраженную депрессию. Ярдымлинский наложенный прогиб, который через Дашти-Мугань был связан с Нижнеараксинским прогибом, образуя единый водный бассейн, в котором отлагалась молассовая серия олигоцена — нижнего миоцена (майкопская серия), получившая широкое распространение в северном Талыше и вскрытая буровыми скважинами в Предталышской зоне. Этот Ярдымлы-Нижнеараксинский прогиб имел широкие связи на севере и северо-востоке с аналогичными прогибами Нижне-Куринской депрессии и Южного Каспия.

В начале майкопской эпохи в Талыше накопилась толща песчано-глинистого чередования, а во второй половине эпохи доминирующая роль принадлежала глинам; суммарная мощность всей серии достигала свыше 2000 м. Широкое развитие гипса, ярозита, прослоев угля свидетельствует о лагунных условиях. В это время в Дашти-Мугани образуются глины, переслаивающиеся с песчаниками, мергелями и известняками. Встречаются прослой лигнита и гипса.

В северной части Ярдымлы-Нижнеараксинского прогиба (левобережье Аракса) песчано-конгломератовая фация нижней половины майкопской серии также сменяется глинистой, содержащей песчаные прослой.

В пределах Араксинской зоны олигоцен характеризуется наземным эффузивным вулканизмом среднего состава, складчатостью и внедрением в присводовой части Зангезурского поднятия Мегри-Ордубадского гранитоидного батолита (до ранней адамеллитовой фазы). Эффузивный вулканизм в раннем и среднем эоцене, совпадавший с опусканием восточной части Ордубадского прогиба и раскрытием разломов глубокого заложения, в раннем и среднем олигоцене, на завершающем этапе палеогенового вулканического цикла был связан с его инверсией и перемещением зоны прогибания на запад-юго-запад. В пределах Нахичевани в этом прогибе, остальная часть которого располагалась на территории Ирана, происходил эксплозивный вулканизм, образовавший красноцветную вулканогенно-обломочную толщу андезитового состава мощностью до 900 м (Бенаняр — Даррыдаг). В соседних районах Ирана и Турции олигоценный бассейн также носил континентально-лагунный характер.

Заключительная стадия ранне- и среднеолигоценного вулканизма Нахичевани совпадает с мощным проявлением тектонических движений. Воздымание Зангезурского поднятия, начавшееся еще в позднем эоцене и продолжавшееся в олигоцене, завершилось складчатостью и внедрением поздней, граносиенитовой фазы Мегри-Ордубадского бато-

лита. Линейной складчатостью был захвачен весь Еревано-Ордубадский прогиб (отложения юры, мела и палеогена) и полоса его сопряжения с Шаруро-Джультинским антиклинорием. После окончательного становления батолита район Зангезурского поднятия в течение всего миоцена подвергался интенсивной эрозии, о чем свидетельствует трансгрессивное налегание (на территории Армении) плиоценовых осадков на размытой поверхности его пород.

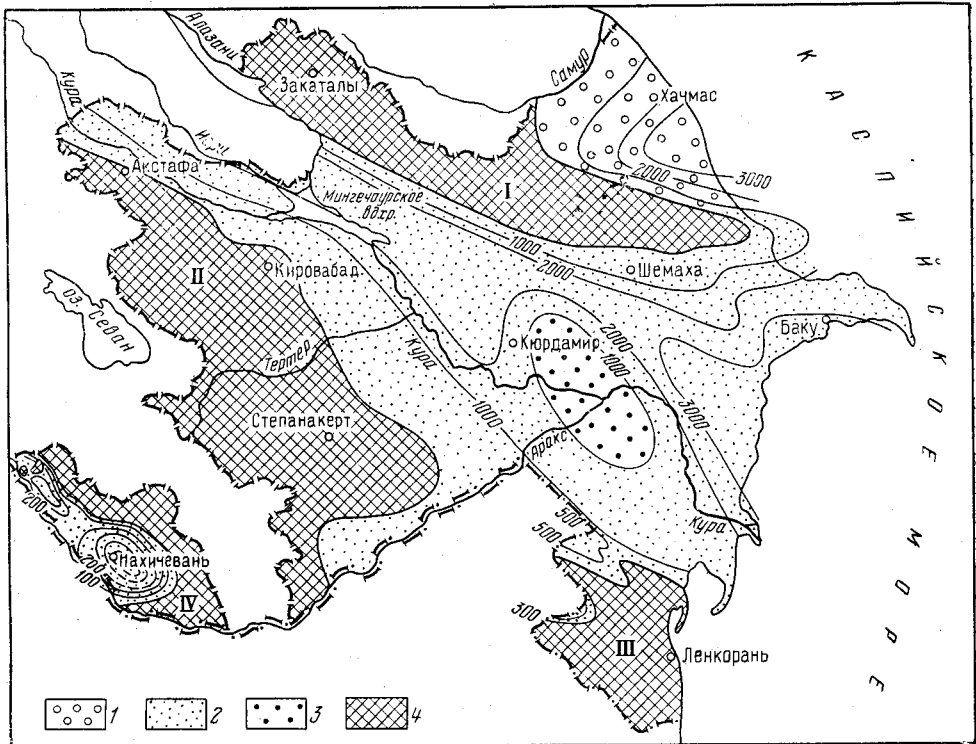


Рис. 54. Палеотектоническая схема среднего и верхнего миоцена, нижнего и среднего палеоцена (изопахиты, м)

Молассовые прогибы: 1 — передовые; 2 — межгорные и внутригорные. Геоантиклинальные поднятия: 3 — относительные; 4 — абсолютные. Поднятия: I — сводовое Большого Кавказа; II — сводовое Малого Кавказа; III — Талышское; IV — Зангезурское

К концу олигоцена и началу миоцена зона прогибания в районе Нахичевани смещается на запад-юго-запад и охватывает крыло Шаруро-Джультинского антиклинория, разделив его на два поднятия низшего порядка (Шарурское и Джультинское). Вулканизм в это время заметно ослабевает. Он проявился в эксплозивной форме (андезитовые пирокластиты) лишь в краевых частях Нахичеванской впадины и сопровождался накоплением карбонатно-терригенных осадков верхнего олигоцена — нижнего миоцена. Последние несогласно перекрывают породы от нижнего и среднего олигоцена до среднего девона включительно.

Средне- и позднемиоценовое время. Тенденции, наметившиеся в олигоцене в средне- и позднемиоценовое время, получают свое дальнейшее развитие (рис. 54). Этот отрезок времени для азербайджанской части Большого Кавказа характеризуется господством орогенных условий. В унаследованных зонах аккумуляции происходит накопление плохо отсортированных молассовых образований, представ-

ленных разнородными песчаниками, мергелями и доломитами и в основном песчанистыми глинами. Тектонические процессы определяются прежде всего интенсивным воздыманием всей области размыва от Сиазанского разлома на севере до Зангинского и Герадильского на юге. Зоны мелководий занимают обширные территории. Остатки пресноводной фауны — довольно наглядное тому свидетельство. Одновременно активно протекают и процессы складкообразования, контролируемые, с одной стороны, существованием поднятий и прогибов общекавказского субширотного простирания и достаточным контрастом их гипсометрии и, с другой, — формированием поперечной зональности, которая к началу плиоцена приобретает довольно четкие очертания. Максимальных мощностей (до 1000 м) осадки среднего и позднего миоцена достигают в Кобыстане (Маразинская мульда, Джейранкечмесская депрессия), несколько убывая в центральной части, соответствующей широтному колену Яваныдагского максимума. В Кусаро-Дивичинском прогибе в это время происходит нивелировка дна бассейна, южный контур которого захватывал Шахдагский прогиб. Мощности с юга на север возрастают от 100 до 500—600 м. Максимальные значения формируются в современной береговой полосе Каспийского моря.

Куринская впадина по-прежнему остается областью интенсивного прогибания и накопления осадков. После кратковременной регрессии моря в конце раннемиоценового времени в тархан-чокракское время в ее пределах развивается новая трансгрессия, которая однако не достигает размеров олигоцен — раннемиоценовой. Особенно резко сокращается по сравнению с олигоцен-нижнемиоценовой эпохой Куринский морской бассейн в западной части, где окончательно освобождается от морского покрова почти вся область современной Алазано-Агричайской депрессии и значительная часть зоны северо-восточных предгорий Малого Кавказа, превращаясь в низменную нерасчлененную сушу. Здесь морской бассейн тархан-чокракского времени не распространялся севернее Южно-Кахетинско-Аджибуурской области и южнее и юго-западнее линии, соединяющей Акстафу, Тауз, Далляр, Дальмамедлы, Казанбулаг, Мирбашир и Ждановск.

На западе этот бассейн замыкался Дзирульским поднятием, также значительно расширившим свои контуры по сравнению с майкопской эпохой, а на востоке в его пределах по-прежнему продолжали оставаться сушей Северо-Ширванское, Кюрдмирское и Мильско-Муганское поднятия. Судя по характеру осадков, Куринский морской бассейн как в тарханское, так и в чокракское время имел небольшие (не более 200—300 м) глубины и был окружен сравнительно низкой сушей. Поэтому в это время в данном бассейне отлагались в основном глины, прослойки песков и песчаников являются относительно редкими и не достигают значительной мощности.

В зоне юго-западного борта Куринской впадины эти отложения сохранились на участках, сравнительно удаленных от береговой зоны, в глубокой части шельфа и представлены мергельно-глинистым типом осадков, лишь в пределах площадей Мамедтапа, Ширванлы, Агджабеды и Ждановска в чокракском интервале разреза встречаются редкие тонкие (0,1—1 м) прослойки песков и песчаников. Теми же породами — глинами и мергелями — представлены тарханский и чокракский горизонты в центральной части впадины в междуречье Куры и Иори. Отсутствие обнажений в восточной части впадины не позволяет установить полную картину распределения фаций и мощностей этих отложений здесь, но общая обстановка в Куринском морском бассейне и фаций соответствующих отложений в прилегающих областях Кобыстана, Апшеронского полуострова и Талыша позволяют предполагать, что и здесь на пре-

обладающей части территории преимущественно мелкообломочные осадки — глины и мергели. По аналогии с Южным Кобыстаном некоторое огрубение осадков надо предполагать вблизи Северо-Ширванского, Кюрдамирского и Мильско-Муганского островных поднятий. В пользу этого говорят и обломки песчаников чокрака, обнаруженных среди продуктов выброса грязевых вулканов, расположенных в прилегающих к Северо-Ширванской суше районах Нижне-Куринской впадины и Бакинского архипелага. Остатки тарханской и чокракской фауны Куринского морского бассейна представлены в прибрежных песчано-глинистых отложениях моллюсками — обитателями вод нормальной солености, а в более глубоководных мергельно-глинистых отложениях — спириалисами, скелетами и чешуей рыб и донными фораминиферами.

Судя по распределению мощностей, структурный план данного времени отличается от плана олигоцен-раннемиоценового времени в основном в западной части впадины. Здесь на месте двух сравнительно узких прогибов и зоны относительного поднятия между ними в тархан-чокракское время образовался один крупный прогиб с осью, протягивавшейся почти по центру впадины, по современной долине р. Иори. Этот крупный Южно-Кახетинский прогиб на востоке простирался через южную часть Аджиноурских предгорий. Отличительной особенностью структурного плана тархан-чокракского времени является также появление зачатков некоторых современных антиклинальных поднятий, между речья Куры и Иори (Мамедтапа, Алачыг, Тауратапа, Чобандаг и др.), которые фиксируются по сокращению мощностей на несколько и даже на десятки метров по направлению к их сводам. Интенсивность погружения дна бассейна в тархан-чокракское время в целом namного уступала погружению описываемого региона в олигоцен-раннемиоценовое время. Наибольшее погружение (1200—300 м) обнаруживает западная часть Куринской впадины — Аджиноурский и Бардинский прогибы. По всей вероятности, не превышают указанного значения мощности описываемых горизонтов и в центральной, наиболее погруженной части Нижне-Куринской депрессии.

В следующее за чокраком караган-конкское время палеогеографическая обстановка, условия и интенсивность осадконакопления в общих чертах сохраняются. Несколько расширяется рассматриваемый Куринский морской бассейн в его юго-западной части, где он частично заливает и северо-восточный склон Малого Кавказа. Об этом свидетельствуют останцы караганских и конкских отложений, сохранившихся на вершинах гор Кякиль и Кабахтапа. Эти отложения представлены известняками мощностью до 25 м и залегают соответственно на размытой поверхности толщи известняков маастрихтского яруса и гранодиоритов верхней юры — неокома.

План структурного расчленения описываемого региона для караганско-конкского времени принципиально сходен с планом тархан-чокракского времени.

Подобно тому, как это отмечалось для тархан-чокракского времени, Куринская впадина разделялась на Средне-Куринскую часть на западе и Нижне-Куринскую часть на востоке. Барьером между ними служил Кюрдамирский поперечный выступ. Первая по-прежнему состояла из трех прогибов. В ее западной части продолжал развиваться Южно-Кახетинский прогиб с мощностью осадков караган-конкского горизонтов в 400—500 м и осложненный в полосе южного борта растущими локальными поднятиями, а в восточной части — Аджиноурский (350—400 м), Бардинский (350—400 м) прогибы. Эти прогибы разделялись Геокчай-Кюрдамирским структурным порогом, который и устанавливается по данным гравиразведки, сейсморазведки и бурения. В централь-

ной части указанных прогибов накапливались мергелисто-глинистые осадки, а на перифериях — песчано-глинистые отложения и органогенные известняки. Нижне-Куринская часть характеризовалась накоплением исключительно мергелисто-глинистых осадков, судя по тому, что этим же типом осадков представлены караган-конкские отложения в окаймляющих его с севера и юга областях Большого Кавказа и Талыша. По аналогии с южно-кобыстанским караганом и конком наличие песчаных разностей пород можно допускать лишь в крайней северо-восточной части впадины, прилегающей к Ширванской суше.

В целом общий характер осадков, их мощности и заключенные в них остатки фауны — толстостенные раковины моллюсков, фораминиферы, остракоды, скелеты рыб показывают, что Куринский морской бассейн в караган-конкское время был неглубоким (не более 200—250 м), имел свободную связь с открытыми морями и характеризовался спокойным режимом и слабым поступлением терригенного материала. Области размыва по-прежнему имели низкогорный слаборасчлененный рельеф.

С позднемиоценовым временем связано существенное изменение палеогеографической и геотектонической обстановки. В течение позднего миоцена во все более и более нарастающем темпе происходит обмеление и сокращение контуров Куринского морского бассейна. Отложения более высоких горизонтов верхнего миоцена имеют все более мелководный характер и выклиниваются быстрее и раньше, чем нижние горизонты по мере движения от центра впадины к ее периферии. Исключение составляют лишь среднесарматские отложения района с Дилаллы и верхнесарматские отложения бассейна р. Гирдыманчая, которые залегают ингрессивно на эоценовых и майкопских слоях соответственно.

Отличительной особенностью Куринского морского бассейна верхнемиоценового времени также является расчленение рельефа его дна на более мелкие впадины и поднятия. К этому же времени относится и замыкание Рачино-Осетинского (к северу от Дзирульского поднятия) и Имеретино-Карталинского (к югу от Дзирульского поднятия) проливов, соединявших в течение всего предшествующего времени Куринский морской бассейн с Рионским. Таким образом, с позднемиоценового (среднесарматского) времени Куринский бассейн превращается в залив, сообщавшийся с открытым морским бассейном лишь на востоке. Оживившаяся деятельность рек обусловила накопление мощных толщ грубообломочных терригенных осадков. Последние особенно широкое распространение получают во второй половине сарматского века, когда сокращение и обмеление Куринского залива еще более прогрессируют и в окружающих его массивах суши увеличивается площадь областей со средне- и высокогорным рельефом.

Начиная от района Молладага — Чобандага и на западе — в полосу южных предгорий Кахетинского хребта и на ее продолжении к востоку до Исмаиллов, сармат представлен мелководными карбонатно-терригенными отложениями. Более глубоководные отложения развиты в центральной части впадины к востоку от площади Алачыг и сложены глинами с прослоями песчаников. В сармате по-прежнему областями наибольшего прогибания в пределах Среднекуринской впадины являются Южно-Кахетино-Аджиноурский и Бардинский прогибы, где накапливались осадки мощностью соответственно до 2500 и 1000 м. Структурный порог, являвшийся основанием будущего Чатминского антиклинория, отчетливо выражался в полосе южного борта Южно-Кахетинского прогиба, начиная от восточной оконечности Триалетского поднятия до Чобандага. Он фиксируется не только сокращением здесь мощностей соответствующих отложений, но и резким изменением их состава

в сторону обогащения более мелководными и сравнительно грубозернистыми образованиями — песчаниками и известняками. Восточная, нижне-куринская часть впадины по-прежнему представляла, очевидно, единый прогиб с мощностями осадков не более чем в прилегающих областях Кобыстана и Талыша, т. е. 1000—1500 м. Учитывая неглубокое залегание мезозоя (3115 м) и большую мощность (свыше 3—4 км) плиоцен-четвертичных отложений в районе Кюрдамирского погребенного поднятия, надо полагать, что и в сарматское время он выступал в качестве положительного структурного элемента — острова, хотя в значительно уменьшенном размере и со сглаженным рельефом. Локализация наиболее груботерригенных и мощных отложений в западной части впадины позволяет допустить более интенсивное поднятие и размыв в это время Малокавказской и западной части Большекавказской областей суши. Остатки наземной флоры, встречающейся в сарматских отложениях и представленной преимущественно вечнозелеными формами, свидетельствуют о господстве в это время жаркого субтропического климата. Об этом же свидетельствует и богатая гиппарионовая фауна, обнаруженная в этих отложениях в районе Эльдара.

Осушение Куринского морского бассейна, начавшееся еще в среднемиоценовое время и увеличившееся в сармате, к концу последнего резко возрастает и к началу мэотического века море почти полностью покидает междуречье Куры и Иори и северо-восточные предгорья Малого Кавказа, которые превращаются в денудационную предгорную равнину Малого Кавказа. Значительно перемещается в это время на юг и граница Большекавказского массива суши за счет причленения к нему новых осушенных участков в полосе северного борта Куринской впадины.

Накопление осадков мэотиса происходило на весьма ограниченной площади. В западной части Куринской впадины отложения мэотиса развиты лишь в ее крайне северной части, в полосе, лежащей между Кахетинским и Чатминским антиклинориями, т. е. в пределах Мирзаанского синклинория. Здесь мэотису принадлежат сравнительно небольшие по мощности (100—300 м) отложения нижней части нижнего отдела ширакской толщи, которые повсюду залегают совершенно согласно с верхнесарматскими отложениями, отличаясь от последних лишь своей буровато-серой окраской и сравнительно грубым терригенным составом. В северной полосе рассматриваемой зоны они представлены в основном чередованием серых, буровато-серых, иногда зеленоватых и красноватых сильнопесчаных известковистых глин и серых и желто-бурых плохо отсортированных мелко- и грубозернистых рыхлых песчаников.

На общем фоне этой песчано-глинистой толщи развиты отдельные прослой и линзы конгломератов. Последние особенно значительное участие принимают в разрезах северной части Южной Кахетии. Гальки конгломератов принадлежат песчаникам, мергелям и аргиллитам мелового флиша южного склона Большого Кавказа и светлым известнякам и порфиритам типа юрских, развитых в виде экзотических утесов, глыбовых конгломератов и брекчий среди мел-палеогеновых отложений Кахетино-Дашюзской зоны поднятия. В более южной полосе Южной Кахетии, тяготеющей к нижнему течению р. Иори, конгломераты почти совершенно исчезают, а песчаники, наряду с уменьшением в числе и мощности, становятся исключительно мелкозернистыми.

Отчетливо выраженная слоистость описываемых отложений и наличие в них прослоев мергелей, известняков, фауны, унионид, пресноводных гастропод и остракод, а также флоры каровых водорослей указывают на формирования их в водной среде в условиях сильно опрес-

ненного бассейна. Локализация наиболее груботерригенных разностей этих отложений в крайней северной полосе рассматриваемой зоны, а также преобладание в них устойчивых минералов, слюд и галек из пород мелового флиша южного склона Большого Кавказа и мел-палеогеновых отложений Горной Кахетии не оставляют никаких сомнений в том, что основными поставщиками терригенного материала в этот бассейн являлись зона южного склона Большого Кавказа и область Горной Кахетии. По-видимому, в аналогичных литофациях отложения мзотиса развиты и в пределах Аджинурского района, так как описываемые отложения без каких-либо серьезных изменений состава прослеживаются к востоку до самого Аджинурского района, где они уходят под более молодые отложения последнего. Еще восточнее, в пределах ниже-куринской части впадины отложения мзотиса имеют существенно иной характер. Судя по обломкам пород, встречающихся среди выбросов грязевых вулканов Ленгбизо-Алятской гряды, от горы Каламадын до мыса Пирсагат, мзотис выражен здесь мелководно-морскими отложениями, представленными глинами, песчаниками, ракушечниками и оолитовыми и детритусовыми известняками.

Некоторые исследователи, основываясь на резком литологическом и палеонтологическом отличии этих отложений от синхроничных образований Южной Кахетии или Мирзаанского синклинория, допускают существование в каждом из указанных районов самостоятельного бассейна. Разделом между бассейнами служила суша в центральной части Аджинурских предгорий. Этому не противоречит как будто и план распределения мощностей описываемых отложений. Находки в мзотических отложениях Южной Кахетии гиппарионовой фауны (гиппарион, мастодонт, динотерий, разные виды антилоп, гиены, ихтитерий, первобытный олень, остатки зубов человекообразной обезьяны вместе с окаменелыми стволами деревьев) позволяют предполагать, что в окружающих областях суши после позднесарматского времени существенных изменений в равнинном характере ландшафта не произошло.

Со среднего миоцена восточная часть Малого Кавказа вовлекается в новое относительное опускание. Это доказывается отсутствием в средне-верхнемиоценовых осадках окружающих прогибов грубообломочных пород, ослаблением и даже незначительным проявлением вулканической деятельности и, что особенно важно, проникновением не только в пределы окраинных частей, но и в центральную часть Малого Кавказа морских сарматских вод (оз. Севан).

Тем не менее за счет поднятия юго-западного борта Предмалокавказского прогиба суша Малого Кавказа несколько разрастается и отодвигается в северном направлении. В значительном суженном Предмалокавказском прогибе в мелководно-пресноводно-континентальных условиях осаждаются до 500—700 м осадков. В пределах Нижне-Араксинского прогиба осадконакопление, подобно осевой полосе Куринского прогиба, почти не прекращалось в течение тортона — позднего миоцена; при этом накопилось до 800 м мелководных и пресноводно-континентальных осадков. Эти данные свидетельствуют о тесной связи в это время данного прогиба с Предталышским краевым прогибом. Нижне-Араксинский прогиб в свою очередь на юг-юго-востоке, по-видимому, был связан с миоценовыми бассейнами Северного Ирана и в течение всего миоцена накопил более 1200 м осадков. Е. Е. Милановский (1961) предполагает, что поверхность нагорья Малого Кавказа в позднем миоцене, в связи с тенденцией к его опусканию, была пенепленизирована и выровнена водами морских бассейнов, покрывших в это время значительную территорию ее, и потому имела слабоволнистые очертания. Наряду с этим, как было частично отмечено выше, в это время существо-

вал ряд речных артерий: палео-Актафачай, палео-Карачай, палео-Тертер, палео-Кенделанчай, палео-Акера и палео-Базарчай.

В средне-позднемиоценовое время значительная часть Горного Талыша испытывала поднятие и размыв, начавшиеся с олигоцена. С этой стадией связано образование Астраханбазарского прогиба, расположенного в северной части Талыша. Он возник между Буроварским и погребенным Южно-Муганским поднятиями. В этом узком прогибе происходило накопление глинисто-песчаных отложений среднего и верхнего миоцена (до 1300 м), представленных почти всеми ярусами и горизонтами.

Судя по литофаціальным особенностям и ископаемой фауне, бассейн носил в основном мелководный характер и с течением времени происходило обмеление и сокращение его границ с некоторым углублением и расширением лишь в среднесарматское время. Этот прогиб был узким и имел связь с миоценовыми бассейнами Южного Каспия и Нижне-Куринской впадины, о чем свидетельствует общность видов макро- и микрофауны.

Средне- и верхнеэоценовые гипсо-соленосно-терригенные отложения Нахичеванского прогиба (1900—2000 м) образовались в условиях мелководного бассейна, сменявшихся во времени лагунно-континентальным режимом. Это привело к образованию в карагане и в среднем сармате залежей каменной соли (Неграм — Дуздаг), а также к повсеместному осаждению гипса.

Ранне- и среднеплиоценовое время. С рубежом миоцена и плиоцена связаны очень важные события на востоке Большого Кавказа, обусловленные весьма интенсивным погружением Каспийской тектонической впадины, активизацией подвижек вдоль Западно-Каспийского разлома и Яшминской флексуры. Эти подвижки влекли за собой отчетливое проявление поперечной зональности на участках, испытывающих погружение и осадконакопление. Однако зоны поперечного прогибания и относительного воздымания располагаются строго на продолжении аналогичных зон поперечного опускания и воздымания, возникших значительно ранее в полосе Хизинского синклинория. Отсутствие конкретных данных не позволяет протянуть эти зоны в северном направлении, в пределы Кусаро-Дивичинского прогиба. Фактический материал позволяет лишь говорить о резком различии здесь мощностей нижнего и среднего плиоцена, как и более ранних отложений кайнозоя, по обе стороны Западно-Каспийского разлома (см. рис. 54). Так, мощности продуктивной толщи среднего плиоцена западнее разлома составляют 430—440 м, а восточнее возрастают до 1160 м (сравнительные данные по худатским и хачмасским скважинам).

Подвижки по разлому обеспечили и существенные различия условий осадконакопления на западе и востоке Кусаро-Дивичинского прогиба. Весь плиоценовый и четвертичный комплексы представляют к западу от разлома весьма грубую молассу, включающую осыпи склонов, конгломераты подножий, которые окончательно нивелируют ранний структурный план, перекрывая его моноклинально падающим на север чехлом. Одновременно в течение раннего и среднего плиоцена на востоке происходит накопление осадков песчано-глинистого состава. В разрезе плиоцена в полосе, прилегающей к Тенгинско-Бешбармакскому антиклинорию, ранний структурный план еще находит свое четкое отражение в виде восточного продолжения Кубинского прогиба и Талаби-Кызылбурунской антиклинальной зоны, подчеркивая существенную роль подвижек вдоль Сиазанского надвига.

В пределах Шемахино-Кобыстанского синклинория мы находим продолжение поперечных структурных зон, обособившихся в позднем

мелу в Хизинской зоне. Основными участками накопления осадков нижнего и среднего плиоцена при их резком структурно несогласном залегании на подстилающих отложениях миоцена, палеогена и даже мела являются Маразинская мульда и Джейранкечмесская депрессия. Во втором случае погружение было настолько интенсивным, что наряду с большими, до 2—3 км, мощностями нижнего и среднего плиоцена произошла явная переработка раннего структурного плана и формирование нового с близдолготным простираем складок. При этом в Джейранкечмесской депрессии, особенно на участке ее южного борта (Юго-Восточный Кобыстан), возрастание мощностей продуктивной толщи сопровождается одновременно сокращением процентного содержания песков и песчаников и общим увеличением глинистости.

К западу от Яшминской флексуры, на участке между Джейранкечмесской депрессией и Маразинской мульдой, распространение продуктивной толщи носит скорее случайный характер. Здесь она локализуется в мульдах отдельных синклиналей, принимая активное участие лишь в строении складок широтного колена Алятской гряды. При мощностях в первые сотни метров, в разрезах продуктивной толщи к западу от Яшминской флексуры наблюдается чередование глин и псаммитов, среди которых нередко встречаются плохо отсортированные пески и песчаники, а в районе Джангов даже слабосцементированные брекчии с включениями из неокатанных остроугольных обломков.

Аналогичное явление наблюдается и на территории Апшеронской области. Подвижки вдоль Яшминской флексуры в раннем и среднем плиоцене сыграли решающую роль в формировании ее современного структурного облика. Именно с этим отрезком времени следует связывать существенную нивелировку раннего структурного плана, который явился серьезным препятствием в развитии складкообразования в новом плане с близдолготным простираем структурных элементов. Условия этой перестройки подробно освещены в работе Б. В. Григорьянца и В. Е. Хаина (1958). Установленная в структуре Юго-Восточного Кавказа поперечная зональность (Григорьянц, 1964), резко активизирующаяся в раннем и среднем плиоцене, объясняет неравномерность проявления процессов нивелировки раннего структурного плана, развитие наложенной складчатости в пределах Шемахино-Кобыстанского синклинория и Апшеронской области и перестройку структурного плана. С формированием поперечной зональности связаны и такие явления, как образования покровов на Юго-Восточном Кавказе. И если среднеплиоценовый возраст Астраханского покрова (Шарданов, Молчанов, 1964; Шурыгин, 1967), как и вообще конкретное время его образования твердо установить невозможно, то для Баскального покрова такие данные приведены в работе И. А. Воскресенского (1958), а роль подвижек по Западно-Каспийскому разлому при его образовании показана в работе Б. В. Григорьянца и Б. М. Исаева (1968).

Развитие в пределах Апшеронской области наложенной складчатости в раннем и среднем плиоцене находит свое отражение в заметном сокращении мощностей как всей продуктивной толщи, так и отдельных ее горизонтов в сводовых частях антиклинальных складок. Очевидно, активным проявлением процессов складкообразования объясняется цикличность ее разреза, характеризующаяся довольно ритмичным чередованием песчаных и глинистых пачек. Вместе с тем увеличение мощностей продуктивной толщи в пределах Апшеронской области и возрастание глинистости в ее разрезе происходит с севера на юг и с запада на восток. В результате относительным однообразием своего глинистого состава продуктивная толща характеризуется в Джейранкечмесской депрессии и юго-восточном Кобыстане, южнее Апшеронского полуост-

рова и к востоку от него. В пределах же Апшеронского полуострова и в Северо-Апшеронской акватории роль песчаных пачек заметно возрастает вместе с общим сокращением суммарной мощности продуктивной толщи. К северу от Апшеронского полуострова она уже составляет менее 2000 м, а в полосе банок (Островная зона поднятий) измеряется первыми сотнями метров.

В области Куринской впадины сколько-нибудь серьезных палеогеографических изменений с переходом от позднемиоценового времени к ранне-среднеплиоценовому не происходит. Область осадконакопления в понтическое время сохранилась почти в тех же границах, что и мэотическая. Повсюду отложения понта тесно связаны с подстилающими мэотическими и залегают на них совершенно согласно. В распределении литологических и фациальных типов осадков наблюдается та же закономерность, что и для мэотических. Как явствует из разрезов понтических отложений на р. Геокчай (в районе выхода ее из Алазано-Агричайской долины), в междуречье Гирдыманчая и Ахсу и обломков пород этих отложений среди продуктов выброса грязевых вулканов Нижне-Куринской депрессии и Ленгезиз-Алятской гряды (Дуровдаг, Калмас, Хамамдаг и др.), на значительной восточной части впадины они выражены в мелководно-морской фации, представленной в основном глинами, песчаниками и известняками с фауной кардид, дрейсенсид, гастропод и остракод. На западе — в Южной Кахетии и в прилегающих районах Аджиноурских предгорий понту соответствует верхняя часть нижнего отдела ширакской толщи, которая, как и мэотическая часть этой толщи, представлена в северных районах указанных областей конгломерато-песчано-глинистыми отложениями, а в южной полосе — песчано-глинистыми. Фауна, встречаемая в этих отложениях, состоит, примерно, из тех же пресноводных форм и представителей гиппариновой фауны, что и в нижележащих мэотических слоях.

В понте тектонические условия в Куринском морском бассейне оставались такими же, как и в мэотическом. Переход от понта к среднему плиоцену знаменуется дальнейшим резким сокращением площади осадконакопления, обмелением с опреснением Куринского морского бассейна, его разобщением на ряд отшнурованных от моря бассейнов и вымиранием почти всей характерной для понта морской моллюсковой фауны. Непрерывное осадконакопление продолжалось лишь в области Южной Кахетии на западе и в узком заливе в низовьях р. Куры на востоке впадины. Только в этих областях отмечается вполне согласный переход от понта к среднему плиоцену. Переход от понта к среднему плиоцену здесь знаменуется лишь дальнейшим погружением осадков. Другую картину мы видим между этими областями в Аджиноурском районе и на бортах Нижне-Куринской впадины. Здесь в разных пунктах среднеплиоценовые отложения начинаются с разных горизонтов и обычно имеют в основании мощные глыбовые конгломераты, галечники или грубозернистые песчаники.

Так, в северной полосе зоны Аджиноурских предгорий между Геокчаем и Гердыманчаем значительная часть среднего плиоцена, отвечающая так называемому нижнему отделу и низам верхнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, выпадает из разреза, и отложения верхней части верхнего отдела — аналоги сураханской и сабунчинской свит мощностью 250—480 м — непосредственно ложатся на размытую поверхность понтических слоев. В основании этих отложений здесь располагаются конгломераты, которые состоят из продуктов размыва понтических известняков, мергелей и песчаников палеогена и аргиллитов, туфопесчаников, известняков и порфиритов мезозоя южного склона Большого Кавказа.

Такая же картина установлена бурением и в полосе южного борта восточной части впадины, в районе Мильско-Муганской гравитационной аномалии, но в данном случае эти отложения мощностью 342 м с конгломератами в основании залегают на более древних слоях до караганских включительно к югу от с. Пушкино.

Таким образом, к началу среднеплиоценовой эпохи мощные поднятия охватили всю Куринскую впадину. Море отступило на восток в область Южно-Каспийской впадины и сохранилось лишь в наиболее прогнутых участках Куринской впадины — в Южно-Кახетинской области и в узком заливе в низовьях р. Куры. Но эта регрессия моря продолжалась весьма непродолжительное время. В первой же половине среднего плиоцена начинается новая, медленно развивающаяся трансгрессия, которая достигает своего максимума во второй половине среднего плиоцена, перекрывая местами даже контуры понтического и мэотического бассейнов.

Как справедливо отмечают В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952) и А. А. Ализаде (1960), расширение границ среднеплиоценового Куринского морского бассейна с течением времени было вызвано не опусканием суши по краям Южно-Каспийской впадины, а повышением уровня воды и дна бассейна за счет все усиливающегося притока речных вод и отставания погружения дна бассейна от накопления осадков. Судить об этом приходится главным образом на основании того, что во второй половине среднего плиоцена получила некоторое распространение фауна переносящих заметное опреснение эвригалинных моллюсков и остракод и повсеместно стали накапливаться мощные (до 2—2,5 км и более) грубообломочные осадки.

Среднеплиоценовые отложения рассматриваемой области в целом представляют собой мощную серию чередования конгломератов, песчаников, песков, алевроитов и глин. По всей толще среднеплиоценовых отложений наблюдаются обильные нефтегазопроявления, имеются нефтеносные горизонты.

Среднеплиоценовый этап развития завершился поднятием, общей регрессией моря и складкообразованием. Более значительные складчатые движения имели место на западе, в междуречье Куры и Иори, где в предакчагыльское время возникли складки с углами падения на крыльях до 45°, а местами и опрокинутые и разорванные взбросами (Западно-Палантеканская, Эльдарюгинская, Чобаданг-Ахтахтатапинская, Алачыгская антиклинали и др.).

В позднем сармате и перед мэотисом вся область Малого Кавказа охватывается мощными складчатыми движениями, благодаря чему вновь усиливается темп тектонических движений и сводовое поднятие Малого Кавказа. Усиление контрастности вертикальных тектонических движений обуславливает оживление древних и появление новых разрывных нарушений. Эти процессы с наибольшей активностью проявляются в мэотисе — понте, в пределах Армянской геоантиклинали. Их результатом явились глыбовое перемещение блоков и интенсивная вулканическая деятельность. Характерно, что последняя повсеместно проявляется в тех областях, которые были охвачены палеогеновым вулканизмом. Нижнеплиоценовые вулканогенные образования, имея широкое развитие в Центральной Армении, в то же время охватывают как западную часть Карабахского нагорья, так и Кельбаджарскую наложенную мулду. Наличие между этими образованиями и подстилающими среднеэоценовыми отложениями резкого углового несогласия с тонкими прослоями каменного угля в туфогенных породах основания плиоцена свидетельствует о длительном послесреднеэоценовом континентальном режиме, который привел к выравниванию доплиоценового рельефа. Сос-

тав, фаций и мощности вулканогенных образований, а также обилие и линейность расположения даек и экструзий дацитов в верховьях р. Тертер свидетельствуют о приуроченности центров излияний этого времени к поперечным разломам. Видимо, наибольшей интенсивностью эти процессы отличались в пределах Тертерского разлома. По-видимому, в это же время в Карабахском нагорье и вдоль Ишихлы-Акеринского продольного разлома в низовьях Акеры и Базарчая происходила вулканическая деятельность. Нижнеплиоценовые вулканогенные образования повсеместно имеют липарит-дацитовый состав, что указывает на общее воздымание всего региона. В этот процесс вовлекаются и Нижне-Араксинский и Предмалокавказский прогибы, вследствие чего в раннем плиоцене границы моря далеко отодвигаются в северо-восточном направлении, в пределы осевой полосы Куринского межгорного прогиба.

Нижний и средний плиоцен Талыша ознаменовался общим поднятием и складчатостью, носившей унаследованный характер. Этому времени соответствует формирование поверхностей выравнивания в области Пештасарского хребта и заложение гидрографической сети.

Усиление тектонических движений в раннем плиоцене (мэотис — понт) вызывает омоложение глубинных разломов Араксинской зоны и начинается интенсивный вулканический процесс, продолжавшийся с перерывами до антропогена. К таким омоложенным глубинным разломам относится краевой разлом, проходящий по северному борту Нахичеванской впадины и отделяющий Нахичеванскую впадину от Шаруроджюльфинского антиклинория и Ордубадского синклинория. Вдоль него верхнемеловой — эоценовый комплекс, выступающий в прибортовой зоне Нахичеванской впадины (Агкая — Кырхлардаг), приведен в тектонический контакт с олигоцен — нижнемиоценовыми отложениями; в западной части впадины (Азнабурт — Садарак) девон-триасовый субстрат надвинут на верхние олигоцен-миоценовые отложения. Продолжение этого разлома через Паракяр-Енгиджинский разлом в Армении (Ш. А. Азизбеков, 1961) соединяется с Северо-Анатолийским глубинным разломом, протяженность которого в Турции исчисляется порядка 1400 км. В восточной части Араксинской тектонической зоны разлом отчетливо прослеживается в теле Мегри-Ордубадского батолита («главный Ордубадский разлом»), который контролировал внедрение его интрузивов. Далее, в юго-восточном направлении он переходит на территорию Ирана, где к его зоне приурочены эоцен-олигоценные кислые интрузивы.

В пределах Нахичевани раннеплиоценовые вулканы в жерловой фации (экструзивы, некки, купола) тяготеют к краевому разлому северного борта Нахичеванской впадины и вулканы в лавово-пирокластической фации протягиваются вдоль глубинного разлома Зангезурского поднятия, расположенного главным образом на территории Армении. В связи с этим плиоцен-четвертичный эффузивный вулканизм получил здесь широкое развитие, тогда как в пределах Нахичевани поле развития наземных нижнеплиоценовых андезитовых эффузий и пирокластолитов (до 1000 м) входит лишь своим южным краем, а продукты верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма здесь вовсе отсутствуют.

Раннеплиоценовый вулканизм завершился внедрением субвулканических образований, получивших широкое развитие в пределах Ордубадского синклинория и в прибортовой зоне Нахичеванской впадины. Причем в Ордубадском синклинории они развиты главным образом в пределах наложенных структур — Парадашского прогиба и Даррыдагского поднятия. Такое размещение объясняется ответвлениями главного Нахичеванского краевого разлома. Об этом свидетельствует развитие разрывных нарушений (сбросы-надвиги) в Парадашском проги-

бе, примыкающих по простиранию (в районе с. Казанчи) к краевому разлому. К этому разлому в пределах Парадашского прогиба приурочены Башкент-Казанчинские андезито-дацитовые субвулканические образования (сфенолиты, силлы, экструзивы), ориентированные в северо-западном — близширотном направлении. Другим крайним юго-западным ответвлением Нахичеванского краевого разлома является Даррыдагский надвиг, контролирующий размещение нижнеплиоценовых анде-

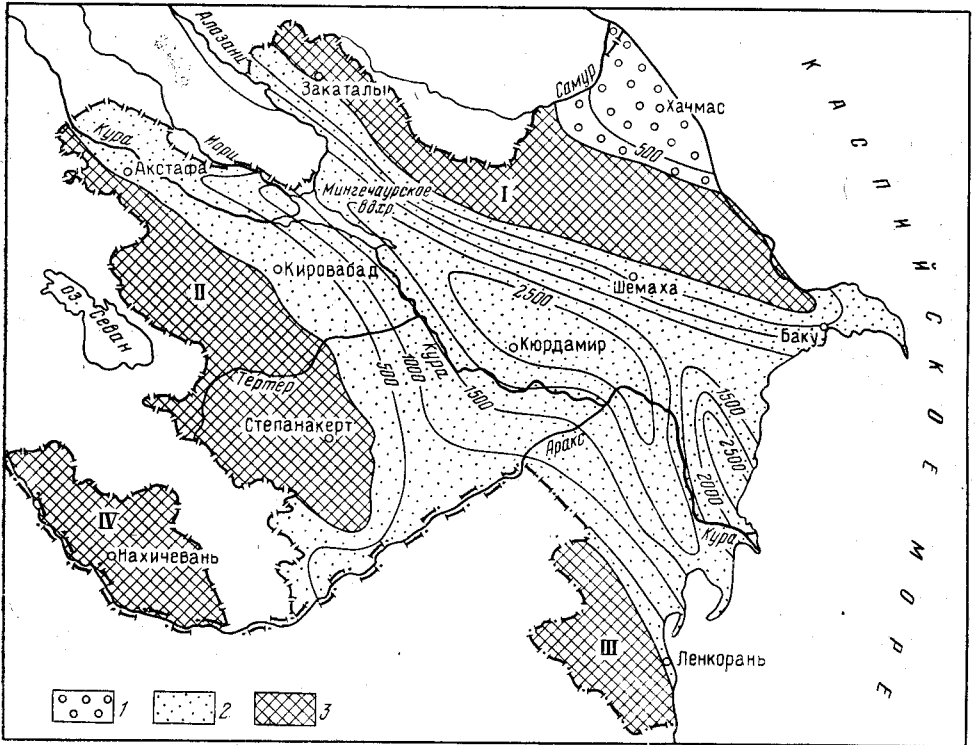


Рис. 55. Палеотектоническая схема верхнего плиоцена и антропогена (изопахиты, м) Молассовые прогибы: 1 — передовые; 2 — межгорные и внутригорные. Геоантиклинальные поднятия: 3 — абсолютные. Поднятия: I — сводовое Большого Кавказа; II — сводовое Малого Кавказа; III — Талышское; IV — Зангезурское

зитовых, андезито-дацитовых экструзивов (Норашен — Нагаджир), микродиоритовых интрузивов (Керимкулидиза, Аразин-Асаджяф), мелкие жерловины (трещинного и ареального типа) андезитовых автокластитов (Хачапарах, Махмуд).

Позднеорогенная стадия. Позднеплиоценово-четвертичное время. Поздний плиоцен является временем развития на востоке Большого Кавказа тенденций, сложившихся в раннем и среднем плиоцене. По-прежнему имеет место резкое различие литофаций акчагыльских и апшеронских отложений по обе стороны от Западно-Каспийского разлома (рис. 55). На западе (Алазано-Агричайская депрессия, Кусарская наклонная равнина) эти отложения сплошь представлены галечниками, свидетельствующими об активном воздымании и разрушении горного сооружения Большого Кавказа. На востоке, в прибрежной полосе, они состоят из глинистых и песчаных отложений, а в пределах Апшеронской области — из известняков-ракушечников. Их распространение в Маразинской мульде, Джейранкечмесской депрессии и в частных синклиналиях севернее последней при ярком проявлении

трансгрессивного перекрытия не только доплиоценовых, но и среднеплиоценовых образований наглядно подчеркивает дальнейшее развитие процесса формирования поперечной зональности. Одновременно на территории Апшеронской области в распределении мощностей позднего плиоцена, как это показано И. И. Потаповым (1954), находит свое выражение уже новый план складчатости, развившейся на фоне интенсивного прогибания Каспийской впадины. Подобную картину мы обнаруживаем и на территории Кусаро-Дивичинского прогиба, где в отложениях верхнего плиоцена обособляются структурные элементы близдолготной ориентировки (Андреев, 1959; Абдуллаев, Джафаров, 1962).

Связь складкообразования в новом плане с прогибанием Каспийской впадины подтверждена исследованиями В. Ф. Соловьева и др. (1960), свидетельствующими о продолжении и в четвертичное время процесса формирования складок близдолготной ориентировки на материковом склоне Южного Каспия и на западном и на восточном его бортах, где мощности четвертичных отложений, в которых эти складки отражаются, измеряются сотнями метров, превышая порой 1000 м. Более того, устанавливается их связь со складками аналогичной ориентировки отраженными в толще плиоцена Апшеронского полуострова, свидетельствуя о линейном характере развития складкообразования и в четвертичное время.

Характерной особенностью геологического развития области Куринской впадины в позднеплиоценово-четвертичное время явилась перестройка структурного плана в прибортовых зонах и в западной части внутренней зоны впадины и окончательное формирование современных структурных элементов. Данная стадия в области Куринской впадины характеризуется неоднократными трансгрессиями акчагыльского, апшеронского, бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского морских бассейнов. Береговые линии четвертичных морей выражены довольно четко в современном рельефе впадины как в виде аккумулятивных форм — береговых валов, террас, так и абразионных уступов, выработанных в более древних отложениях.

Акчагыльская трансгрессия в рассматриваемую стадию была максимальной для области Куринской впадины и охватила почти всю восточную часть региона и широким глубоким заливом вдавалась далеко на запад, до окрестностей Тбилиси. Береговая линия акчагыльского Куринского залива проходила на юге вдоль северо-восточных склонов Малого Кавказа и Талыша, а на севере — вдоль Ламбало-Мирзаанской и Дашюз-Амирванской зон дислокаций.

В этом обширном заливе накапливались исключительно терригенные осадки, причем более грубые их разности — конгломераты, песчаники, песчаные глины, а также известняки-ракушечники отлагались в его краевых зонах (в междуречье Куры и Иори, северо-восточных предгорьях Малого Кавказа и северной части Аджиноурских предгорий), где глубина моря едва превышала 50—60 м, а более мелкообломочные и сравнительно лучше отсортированные разности — тонкоотмученные глины, мелкозернистые пески и песчаники — в его сравнительно глубоководной восточной части.

Судя по составу фауны, Куринский залив Акчагыльского моря имел пониженную соленость. Некоторое увеличение солености имело место в среднеакчагыльское время. В это же время достигла своего расцвета акчагыльская моллюсковая фауна, представленная кардидами, мактридами, дрейссенсиями, потамидами и др.

В позднеакчагыльское время началась регрессия моря, вызванная разобщением его с океаном, увеличился приток речных вод, появились признаки его опреснения (в это время появляются крупные униониды).

Мощность акчагыльских отложений варьирует в довольно больших пределах: на поднятиях она уменьшается до 200 м и полного выклинивания, а в прогибах — увеличивается, достигая местами 1000—1200 м. По увеличенным мощностям акчагыльских осадков четко выделяются Агдашская, Алазанская (континентальная) и Джейранчельская зоны прогибания. По отсутствию осадков акчагыла или сокращенным мощностям их выделяются Кахетино-Дашюзская и Чатминская зоны поднятия.

Однако большая разница в мощностях акчагыльских отложений не может быть объяснена только тектоническими процессами и, очевидно, в определенной степени обусловлена также неровностями доакчагыльского рельефа. Об этом свидетельствует увеличение углового несогласия между акчагыльскими и подстилающими образованиями в пределах зон поднятий и уменьшение его в пределах зон прогибания, хотя местами в пределах последних акчагыльские слои лежат на более древних отложениях.

Наиболее резко палеогеографическая обстановка в апшеронском веке изменилась в западной части впадины, в междуречье Куры и Иори и северо-восточных предгорьях Малого Кавказа, которые в преобладающей части превратились из областей абсолютного в области относительного погружения. В результате на большей части территории этих областей накапливались пресноводно-континентальные отложения, представленные глинами, суглинками, песчаниками, галечниками, конгломератами с прослоями вулканического пепла.

Континентальные отложения, представляющие образования аллювиально-пролювиальных равнин, продолжали накапливаться в области Алазано-Агричайской депрессии. Морские условия в рассматриваемой западной части описываемой впадины сохранились лишь в узких заливах, в низовьях р. Иори и в районе Джейранчельской степи. Вершина Иорского залива достигла района горы Прикугмамта, а Джейранчельский залив замыкался несколько западнее горы Гюрзундаг. Эти заливы разделялись Чатминским полуостровом, который погружался под уровень моря в районе Эльдарской степи.

Здесь в течение всего апшеронского века происходил размыв ранее накопившихся осадков и образовались денудационные поверхности, ныне приподнятые на абсолютные высоты до 600—900 м.

На востоке апшеронское море покрыло всю территорию Аджиноурских предгорий к югу от Дашюз-Амирванской гряды и обширную Кура-Араксинскую низменность, где шло накопление также исключительно терригенных осадков — песчаников и глин с прослоями галечников, известняков-ракушечников и вулканических пеплов. Частое чередование морских осадков с континентальными — пролювиальными галечниками и суглинками в северной части зоны Аджиноурских предгорий и в районе Ленгезиского хребта указывает на весьма неустойчивое положение северной границы Куринаского залива. Воды залива были сильноопресненными, судя по большому количеству пресноводных форм. Как показывает анализ фации апшеронских отложений, реки северо-восточного склона Малого Кавказа формировали свои конусы выноса в полосе левобережья р. Куры, а реки южного склона Большого Кавказа — в полосе Кахетино-Дашюзской зоны поднятия, а местами (в районе с. Бодбе) и южнее. Вдоль указанных зон апшеронские отложения обнаруживают частые фациальные изменения, выразившиеся в чередовании участков преобладания галечников с участками преобладания песчано-суглинистых отложений. Первые отвечают конусам выноса рек, а вторые межконусным пространствам.

Из анализа особенностей распределения мощностей апшеронских отложений видно, что наметившийся в акчагыльском веке структурный

план, за исключением частных деталей, устойчиво сохраняется в течение всего апшеронского века. В западной части впадины по распределению мощностей апшеронских отложений по-прежнему четко выделяются Алазанская, Южно-Кахетинская, Джейранчельская зоны прогибания и Кахетино-Дашюзская и Чатминская зоны поднятия, а в восточной части — Агдашский, Сальянский, Карагалинский, Навагинский прогибы и Кюровдаг-Нефтечалинская и Мишовдаг-Бяндованская зоны поднятия.

В пределах зон прогибания мощность апшеронских отложений достигает 1800—2220 м (Агдашская, Сальянский, Навагинский и Каргалинский прогибы), а в пределах зон поднятий сокращается до 200 м, а местами апшеронские отложения полностью отсутствуют.

Переход от плиоцена к четвертичному периоду характеризовался положительными тектоническими движениями и общей регрессией моря.

Полная преемственность между апшеронским и четвертичным бассейнами имела место лишь в синклинальных прогибах восточной части впадины. Здесь морские отложения верхнего апшерона связываются с морскими отложениями бакинского яруса постепенным переходом через пресноводно-озерные осадки тюркянского горизонта. В остальной преобладающей части описываемой области эти переходные слои тюркянского горизонта не установлены и морские отложения бакинского яруса лежат на размытой поверхности более древних отложений. На сводах антиклинальных поднятий Харамино-Сальянской зоны и крайней южной антиклинальной зоны Аджиноурских предгорий бакинские слои с угловым несогласием (до 5—10°) залегают непосредственно на апшероне (иногда — в Бабазанан-Нефтечале, Хиллах, Хыдырлах — даже на верхнем), а на Алятской гряде — на акчагыле и продуктивной толще. Трансгрессивное залегание бакинских слоев на размытой поверхности апшеронских отложений выявлено бурением и в ряде пунктов Мильско-Карабахской и Муганской низменностей.

Движения на рубеже неогенового и четвертичного периодов имели решающее значение и для формирования складок и разрывных нарушений северо-западной части зоны Аджиноурских предгорий (Дашюзская, Камыкаинская и Кудбарекдагская антиклинали), Южной Кахетии и междуречья Куры и Иори, а также увеличения высотных контрастов горного рельефа Большого и Малого Кавказа. В сводовое поднятие последних оказались втянутыми и поверхности выравнивания и предгорные аллювиально-пролювиальные равнины, образовавшиеся в апшеронское время вдоль склонов этих горных сооружений; предгорные равнины превратились в наклонные равнины, наиболее типично представленные в полосе северо-восточных предгорий Малого Кавказа. Мощные поднятия охватили в это время Горно-Кахетинскую зону, которая, сильно разрастаясь в длину, в восточном направлении окончательно отчленила Алазанскую часть Алазано-Агричайской депрессии от следующей к югу основной части Куринской впадины. Существенные изменения происходили в это время и в речной сети Куринской впадины.

Вслед за отступанием береговой линии Куринского залива и резко-го понижения его уровня реки, стекающие с южного склона Малого Кавказа, значительно удлиннили свое течение, углубили русла и переместили свои сухие дельты далеко в пределы Куринской впадины, а некоторые реки в связи с ростом антиклинальных гряд на их пути изменили направление течения и утратили самостоятельность. Так, например, в связи с интенсивным поднятием в это время Дашюзской гряды реки Шинчай и Кишчай не смогли преодолеть это препятствие (у с. Дашбулаг, на Чургатском перевале), став притоками р. Алазани.

На юге Куринской впадины отступление апшеронского моря привело к формированию долины нижнего течения Аракса, занявшей место осу-

шенного залива между юго-восточной оконечностью Карабахского хребта и северо-западным погружением Горного Талыша.

За оживлением тектонических движений на рубеже плиоцена и четвертичного периода последовал спад тектонической активности в бакинское время. Этому понижению интенсивности тектогенеза соответствует очередная трансгрессия Каспийского моря в область Куринской впадины. Она была вызвана кратковременным повышением уровня Каспийского бассейна и восстановлением его связи с Черноморским бассейном через Манычский пролив. Эта бакинская трансгрессия, хотя и имела довольно значительное распространение, все же далеко не достигла размеров Куринского залива апшеронского века.

Воды бакинской трансгрессии покрыли низменную восточную часть Куринской впадины — собственно Кура-Араксинскую депрессию и проники отдельными заливами вдоль Трут-Аджиноурской, Ханабат-Мингечаурской и Евлахской синклинальных депрессий далеко на запад, до района устьев рр. Алазани, Иори и Гянджачая. Между этими частными заливами в виде узкого низменного полуострова выступала Боздагская гряда.

В северной части области береговая линия Куринского залива бакинского века проходила вдоль подножия Ленгебизского хребта и Ингарской и Коджашен-Геокчайской гряд, располагаясь на абсолютных высотах 100—200 м (128—228 м над уровнем Каспия). Южная береговая линия, которая проводится по абразионным уступам вдоль восточного края Кировабат-Карабахской наклонной равнины и подножия северо-восточного склона Талышского хребта, располагается на абсолютных отметках 140—240 м (168—268 м над уровнем Каспия).

Среди этого обширного Куринского залива, в наиболее поднятой части Коджашенского хребта и на северо-востоке, в Харамино-Сальянской зоне и на восточной оконечности Алятской гряды на месте современных сводов многих антиклинальных поднятий (Хараминского, Мишовдагского, Бяндованского, Бабазан-Нефтечалинского, Хиллинского, Пирсагатского, Хамамдагского и др.) существовали острова, на многих из которых временами действовали грязевые вулканы. Прибрежная зона залива отмечена песчано-глинистыми отложениями с редкими прослоями галечников, известняков-ракушечников и вулканических пеплов, а Аляты-Сальянское побережье — также прослоями сопочной брекчии. На остальной площади Куринского залива бакинские отложения представлены глинами с редкими прослоями песков.

Основываясь на том, что в составе прибрежных фаций преобладают песчано-глинистые отложения и лишь местами встречаются пласты базальных конгломератов, можно предполагать, что в бакинский век темп поднятия областей размыва, окружающих Куринский залив, заметно снизился, хотя они в это время уже имели высокогорный рельеф и местами подвергались оледенению. На это указывает и меньшая мощность накопившихся в Куринском заливе осадков. Их максимальная мощность, отмеченная в синклинальных прогибах восточной части впадины (Ханабат-Мингечаурском, Агдашском, Караглинском, Навагинском и собственно Нижнекуруинском), достигает 250—340 м.

Судя по преобладанию в составе фауны ныне живущих в Каспийском бассейне представителей фауны (дидакны, дрейссенсии, уңиониды, корбикулы, кариды, остракоды и др.), бакинский бассейн имел пониженную соленость, близкую к солености современного Каспия. Иная палеогеографическая обстановка существовала в это время в западной части впадины, не охваченной бакинской трансгрессией.

Почти вся область Аджиноурских предгорий и восточная часть Алазано-Агричайской депрессии представляли собой в бакинское время на-

клонную аллювиальную равнину, в рельефе которой выделялись конусы выноса рек южного склона Большого Кавказа в полосе современной Дашюз-Амирванской зоны поднятия и небольшие уваловидные поднятия на месте приподнятых частей Дашюзской, Камыкаинской, Кудбарекдагской и Коджашенской антиклиналей.

Другая подобная предгорная аллювиальная равнина протягивалась на запад от Аракса вдоль южного борта впадины, в направлении Караяза и устья р. Храми, где она сменялась озерно-старичной равниной, на поверхности которой накапливались песчано-глинистые отложения с пресноводной фауной. В верхних слоях этих озерных отложений также отмечены остатки древней лошади и два горизонта погребенной почвы. Отдельные озерные водоемы существовали в это время и в Чатминской, Эльдарской синклинальных котловинах и в Алазанской долине. В преобладающей же части территории междуречья Куры и Иори в это время преобладали процессы размыва и денудации.

В целом в бакинское время, в значительной части описываемой области, преобладали процессы опускания и накопления осадков. Однако на фоне преобладания нисходящих тектонических движений отдельные участки области, соответствующие локальным антиклиналям, испытывали поднятия. Наибольший рост испытывали в это время антиклинальные поднятия междуречья Куры и Иори, Алятской гряды и Харамнино-Сальянской зоны. В пределах отдельных антиклинальных поднятий последней разница в мощностях бакинских отложений на своде и на крыльях достигает 200—250 м и более.

После кратковременной регрессии моря в конце бакинского века в раннехазарское (гюргянское) время снова наступила трансгрессия, которая охватила собственно Кура-Араксинскую низменность и вновь образовала частные заливы в Ханабад-Мингечаурской долине и в синклинальном прогибе к югу от Боздаг-Караджинской гряды. Вершина первого из указанных заливов достигла района Эльдарской степи, и рр. Кура, Алазань и Иори, как в бакинское время, впадали в него самостоятельно. Южным ограничением этого залива служил узкий полуостров на месте самой приподнятой части Боздаг-Караджинской гряды.

Следующий к югу залив замыкался в районе Дуздага, где в последний раз появляется морская фауна. Северная граница Куринского залива раннехазарского времени проходила несколько южнее береговой линии бакинского бассейна, вдоль подножий южного склона Коджашен-Геокчайской и Ленгебизско-Алятской гряд, а южная — по периферии Мильской и Муганской низменностей. Вдоль указанных береговых линий наблюдается серия сильнодислоцированных (8—35°) террас с абсолютными отметками 40—45 м (68—73 м над уровнем Каспия), 75—80 м (103—108 м), 90—100 м (118—128 м), 120 м (148 м). Глубины Куринского залива, особенно в его западной части, были незначительны и лишь на отдельных участках могли достигать 20—30 м. В восточной части Куринского залива они возможно несколько превышали эту цифру, но в общем и здесь удерживалась обстановка крайнего мелководья. Своды многих антиклинальных поднятий здесь выступали островами.

Отложения Куринского залива представлены в прибрежной зоне галечниками, песками, песчанистыми глинами с прослоями ракушечников и вулканических пеплов; а в центральной части — исключительно песчано-глинистыми образованиями. С севера и юга морские отложения окаймляет зона континентальных аллювиально-пролювиальных галечников. В районе Аджиноурских предгорий в раннехазарское время происходило отложение ивановской и ушталской свит. Первая из них характеризуется более грубообломочным составом, особенно в полосе южного борта Алазано-Агричайской депрессии. Здесь в составе отло-

жений ивановской свиты в большом количестве встречаются огромные (1—3 м, а местами 15—17 м) глыбы и валуны песчаников и известняков юры. Для этих отложений также характерна косая слоистость. Развитые южнее, отложения ушталской свиты отличаются сравнительно мелкообломочным составом. Они представлены галечниками, песками и суглинками с прослоями вулканических пеплов. Косая слоистость отложений обеих этих свит, а также резкая их литофациальная изменчивость, выражающаяся чередованием участков преобладания галечников с участками преобладания песков и суглинков, показывают, что весь пояс Аджиноурских хребтов и прилегающая с севера восточная часть Алазано-Агричайской депрессии в раннехазарское время представляли единую наклонную аллювиально-дельтовую равнину. Западная, собственно Алазанская, часть Алазано-Агричайской депрессии по-прежнему представляла гемисинклинальный прогиб и здесь шло накопление аллювиально-пролювиальных и озерных (на р. Алазани и в окрестностях с. Карагачи) отложений. Судя по литофациальному составу нижнехазарских отложений, наклонной аллювиально-дельтовой равниной была в это время и зона северо-восточных предгорий Малого Кавказа.

В области междуречья Куры и Иори палеогеографические и тектонические условия были очень близки к современным. Продолжалось относительное погружение Караязской, Чатминской, Эльдарской синклинальных депрессий, где существовали озерные бассейны и шло накопление песчано-глинистых осадков.

В остальной, причем большей части территории указанной области преобладали в это время процессы размыва и денудации, т. е. выравнивания рельефа, и здесь образуются небольшие денудационные поверхности — Ортагашская, Карвангыранская. В это же время формируются надпойменные террасы р. Куры, р. Алазани, р. Иори и соответствующие террасы боковых их притоков.

Переход от раннехазарского к позднехазарскому времени характеризовался положительными тектоническими движениями и общей регрессией моря. Нижнехазарские отложения отделены от верхнехазарских почти повсеместно перерывом и угловым несогласием, которые затухают лишь в осевых частях синклинальных прогибов восточной части Куринской впадины. В то же время на сводах антиклиналей здесь несогласие достигает 10—20°.

Более значительные движения имели место в Аджиноурской области, где в предпозднехазарское время возникли и оформились все основные структурные элементы и разрывные нарушения этой области. Угловое несогласие между ниже- и верхнехазарскими отложениями местами (в районе Карамарьянского увала) достигает 40—45°.

Происшедшие в этой области поднятия окончательно отчленили область Алазано-Агричайской депрессии от собственно Куринской впадины и превратили ее в самостоятельный структурный элемент — краевой прогиб. Дальнейшие изменения в предвернехазарское время испытала и речная сеть Аджиноурской области. В связи с интенсивным ростом поднятий Аджиноурской области и формированием Алазано-Агричайской долины некоторые реки, стекающие с южного склона Большого Кавказа, оказались неспособными преодолеть препятствия, возникшие на их пути, и слились с продольной артерией Агричая. Прежние поперечные долины этих рек претерпевают расчленение, водотоки сохраняются лишь в их нижних частях (Дагначай, Девебатанчай), а верхние остаются в виде висячих долин. Другие реки — Алджиганчай, Турианчай, Геокчай, Гирдыманчай врезаются в растущие поднятия Аджиноурской области antecedentными долинами. Аналогичные изменения происходят и к югу от Аджиноура. Здесь поднимается антиклинальный хре-

бет Боздаг и р. Гянджачай оказывается вынужденной повернуть на запад, а рр. Геранчай и Карачай — на восток.

Судя по плавному изгибу и эрозионному расчленению нижнехазарских поверхностей выравнивания и речных террас, область между-речья Куры и Иори в это время испытала слабодифференцированное поднятие. Благодаря этому здесь преобладают процессы эрозионного расчленения и образуется сложная система овражной сети. Глубина вреза отдельных оврагов в нижнехазарские поверхности выравнивания области между-речья Куры и Иори достигает 60—70 м, что совпадает с высотным положением верхнехазарских речных террас этой области.

Движения на рубеже ранне- и позднехазарского времени сыграли решающую роль и в формировании складок и разрывных нарушений Куринской антиклинальной зоны, так как здесь отложения нижнего хазара (пойлинские слои) дислоцированы согласно с апшеронскими слоями и несогласно срезаются почти горизонтальной поверхностью верхнехазарских и хвалынских террас р. Куры. Принимая во внимание эти данные, вполне можно допустить, что на данном отрезке геологического времени и более древние разрывные нарушения области активизировались и значительно увеличили свои амплитуды.

По южному борту Куринской впадины в это время новые участки межгорной долины втягиваются в сводовое поднятие Малого Кавказа. В результате позднеплиоценово-раннечетвертичные наклонные равнины нарастаются более низкими среднечетвертичными, увеличивается их уклон и начинается врезание в них рек северо-восточного склона Малого Кавказа. По В. Е. Ханну, к концу раннехазарского времени следует отнести и прорыв р. Пирсагат через Ленгезбизский хребет с образованием Гюнгермесского ущелья. Этот прорыв явился следствием перехвата верховий продольной реки Дзогалава — Пирсагат — Джейранкечмес одним из оврагов южного склона Ленгезбизского хребта в силу гораздо более резкого погружения Нижне-Куринской депрессии по сравнению с Шемахино-Кобыстанской. Вследствие данного перехвата р. Джейранкечмес превратилась в незначительную, пересыхающую летом речку.

К началу позднехазарского времени интенсивность тектонических движений снижается. Этому отвечает новое расширение области морского осадконакопления в описываемой области. Воды позднехазарской трансгрессии покрыли всю область Нижне-Куринской депрессии и проникли вдоль собственно Куринской впадины далеко на запад, до района Дуздага. Северным ограничением залива служила крайняя южная зона антиклинальных гряд Аджиноура, а южная граница залива почти совпадает с современным южным контуром Кура-Араксинской низменности. Таким образом, позднехазарский бассейн имел несколько меньшие размеры по сравнению с раннехазарским.

Отложения этого бассейна однообразны и представлены преимущественно песками и глинами, образовавшимися в мелководных условиях.

В Алазано-Агричайском прогибе в позднехазарское время, так же как и в раннехазарское накапливались в основном аллювиально-пролювиальные песчано-галечные отложения. К этому же времени относится, по всей вероятности, образование аллювиальных конусов выноса на бортах этой депрессии.

В остальной и преобладающей части территории описываемой области продолжались процессы денудации и размыва, лишь в отдельных локальных синклиналих прогибах (Эльдарский, Чатминский, Караязский, Джандарский, Аджиноурский, Сабатлинский, Ханабадский, Арешский, Кюрдмашинский и др.) и у подножий антиклинальных хребтов шло накопление делювиальных, делювиально-пролювиальных и аллювиальных суглинков и галечников.

В хазарское время по-прежнему наиболее интенсивно прогибались Агдашская, собственно Нижне-Курунская и Каргалинская впадины, где зоны прогибания (относительного) — Алазано-Агричайская, Арешская и Предмалокавказская (Караязы-Евлахская, по В. Е. Хаину и А. Н. Шарданову) испытывали сравнительно малое прогибание. Здесь мощности хазарских отложений не превышают 150—300 м.

В самом конце хазарского века наступает новое усиление тектонических движений и происходит глубокая регрессия моря. Верхнехазарские отложения Нижне-Курунской депрессии (Хараминь-Сальянская зона) и Аджиноурского района оказались втянутыми в складчатые движения. Угловое несогласие между верхнехазарскими и хвалынскими отложениями в этих районах достигает 8—10°. Рост складок продолжался в это время и в междуречье Куры и Иори, и в районе хребтов Боздаг и Дуздаг. В это же время, по данным В. Е. Хаина, произошло изменение течения р. Куры в Халданском районе вследствие образования Мингечаурского прорыва, путем перехвата Куры одним из крупных оврагов южного склона Боздаг-Караджинской гряды.

После кратковременной регрессии моря в самом конце хазарского века в хвалынское время снова выступает трансгрессия, которая залила всю Кура-Араксинскую низменность и вдоль Ханабат-Мингечаурской долины и синклинальной депрессии к югу от Боздаг-Караджинской гряды проникла далеко на запад — до устьев рр. Алазани и Кюракчая.

Судя по нескольким уровням хвалынских морских террас и береговых валов, на бортах восточной части впадины размеры Курунского залива в течение хвалынского времени не оставались постоянными и его границы последовательно отступали от бортов к центру впадины и с запада на восток. Следы этого отступления береговой линии особенно хорошо сохранились в современном рельефе восточной части зоны юго-западного борта впадины, в Мильской и Мугантской низменностях. Здесь выделяются четыре уровня террас с абсолютными отметками 30—33 м (58—61 м над уровнем Каспия), 17—20 м (45—48 м), 0 м (28 м) и —10 м (18 м).

Особенно хорошо прослеживается береговая линия высотой 0 м (28 м), образованная в эпоху максимальной трансгрессии верхнехвалынского моря. Ее гипсометрическое положение почти нигде не подвергается какой-либо деформации и она всюду сопровождается береговым валом, сложенным разнозернистыми песками. Наблюдается изменение лишь высоты берегового вала и гранулометрического состава слагающих его осадков. В низовьях Аракса и рек северо-восточного склона Талышского хребта, характеризующихся большим количеством твердого стока, береговые валы достигают своих максимальных относительных высот (5—10 м) и сложены грубозернистыми аллювиальными песками с включениями и линзами мелких галек. По мере удаления от этих участков береговые валы понижаются до 0,5—1 м высоты, нередко (вблизи возвышенности Ширинкум и у с. Кейберлиги), сливаясь с поверхностью Мильской равнины, где они слагаются мелкозернистыми морскими песками с фауной дидаки и дрейссенсий. Береговой вал вблизи долины р. Аракс имеет максимальную ширину 100 м. Береговая линия 0 м (28 м) оконтуривает древнюю дельту р. Аракс вблизи с. Карадонлы и субаэральные дельты (конусов выноса) рр. Болгарчай и Вильянчай. Терраса с береговой линией на высоте 0 м (28 м) широко представлена и в полосе северо-восточного борта Нижне-Курунской части впадины. Здесь береговая линия этой террасы в виде абразионных ниш, перегибов в поверхности равнины и береговых валов оконтуривает подножие почти всех антиклинальных возвышенностей — Малохарминской, Мишовдагской, Кюровдагской, Калмасской, Бабазанской и др.

Следовательно, все эти поднятия по-прежнему выступали среди Куринского залива островами.

Таким образом, в течение хвалынского века абсолютное прогибание испытывает только восточная низменная часть Куринской впадины. Согласно мощностям хвалынских отложений максимальная амплитуда прогибания в это время составляла 130 м в Каргалинском прогибе и 100—180 м в полосе Падар-Кызылагач (Нижне-Куринский прогиб).

Западная часть впадины, включая и предгорья Большого и Малого Кавказа, являлась областью абсолютного поднятия. Здесь по-прежнему преобладали процессы размыва и денудации и расчленение рельефа. Накопление осадков имело место лишь в Алазано-Агричайской долине, в долине р. Аракс, на низких равнинах и в низовьях речных долин.

Развитие складок в хвалынское время продолжалось сравнительно медленным темпом. В Нижне-Куринской впадине наибольший рост испытывали антиклинальные поднятия Мал. Харамы, Кюрювдаг, Мишовдаг, Бабазанан и Нефтечала. Именно в пределах этих структур отмечается значительная деформированность (3—9°, в Малом Хараме даже 30—35°) верхнехазарских отложений и сильное (до 30—50 м) сокращение мощностей хвалынских отложений.

Конец хвалынского века ознаменовался усилением положительных тектонических движений, и море окончательно отступило со всей западной части Куринской впадины.

Наступившая в новокаспийское время трансгрессия не распространилась западнее района слияния Куры и Аракса. Ее границы обычно не выходят из рамок изогипсы —18 м, лишь в районе антиклинального поднятия Бяндован береговая линия новокаспийской террасы располагается на абсолютной отметке —2 м (26 м над уровнем Каспия). Здесь же наблюдается максимальное количество новокаспийских террас: 7 уровней с абсолютными отметками —2 м (26 м), —20—18 м (8—10 м), 23 м (5 м), —27—25 м (1—3 м). В остальной и преобладающей части территории Нижне-Куринской депрессии выделяется одна терраса с береговой линией на высоте —20—22 м (6—8 м). Она образует обширную нерасчлененную плоскую равнину со слабым (до 1—2°) уклоном в сторону Каспийского моря. Береговая линия ее расположена в основном на высоте —22 м (6 м). Лишь на участках погребенных поднятий высота ее достигает —19—20 м (8—9 м). К югу от р. Болгарчая эта терраса относительно узкой полосой (до 2—3 м) с идеально плоской, местами заболоченной поверхностью прослеживается вдоль Кызылагачского залива и его плавней, образовавшихся после падения уровня моря, начавшегося с 1929 г.

Большую территорию (около 200 км²) занимает эта терраса на стыке Муганской и Сальянской низменностей в районе оз. Ах-Чала. С западной стороны террасовая равнина ограничивается четко выраженным в рельефе песчаным береговым валом (относительная высота 1—1,5 м). К северу, в пределах Муганской низменности, к береговой линии привязываются дельты древних протоков Аракса. Эта же терраса занимает в виде обширной морской аккумулятивной равнины всю низменную часть юго-восточной Ширвани и местами (восточнее р. Бабазанан) сопровождается мощным двойным песчаным береговым валом. На юго-западном склоне Бабазананского увала эта равнина выражена в виде широкой аккумулятивной террасы, ограничивающейся со стороны увала абразионным клифом высотой от 5—10 до 20—25 м. Отложения этой террасы почти всюду представлены песчанистыми глинами и содержат фауну *Cardium edule* L i n n e, которая перешла в Каспийский бассейн из Черного моря, когда эти бассейны в последний раз сообщались между собой.

Таким образом, новокаспийское море заливало лишь низменную восточную часть Куринской впадины. Реки Кура и Аракс, хотя значительно увеличили в это время свое нижнее течение, продолжали впадать в этот небольшой по размерам Куринский залив самостоятельно. Антиклинальные поднятия Харамино-Сальянской зоны выступали среди этого залива подобно островам теперешнего Бакинского архипелага. В пределах этих поднятий или островов активно действовали грязевые вулканы.

Структурно-геоморфологический облик в западной части Куринской впадины был уже весьма близок к современному. Продолжалось относительное погружение Алазано-Агричайской, Караязы-Евлахской, Чатминской, Эльдарской, Аджиноур-Туртской, Ханабат-Мингечаурской, Сабатлинской и других синклиналильных депрессий и рост разделяющих их антиклинальных хребтов, на что указывают накопление в указанных синклиналильных структурах аллювиально-пролювиальных и делювиальных отложений, высотное положение соответствующих речных террас и увеличение глубины вреза рек на участках антиклинальных поднятий.

В позднем плиоцене Малокавказское нагорье испытывает некоторое общее относительно опускание, результатом чего явилось сглаживание поверхности расчлененного рельефа и трансгрессия акчагыльского моря. Последней были охвачены не только смежная с Предмалокавказским прогибом окраина Малого Кавказа, поперечные прогибы (Нижне-Араксинский и Казахский), но и отдельные остаточные продольные озерно-речные долины внутренней зоны Малого Кавказа (оз. Севан и др.). Наличие в осадках внутренних озер обильного пеплового материала (Акеринское, Варатанское и др.) способствовало пышному развитию диатомовых водорослей. Во второй половине акчагыла вулканизмом были охвачены Восточно-Севанское и Карабахское нагорья, где действовали крупные вулканы Алагеллар, Кызыл-Богаз, Ишыхлы и др. В позднем плиоцене вулканическая активность проявлялась в основном вдоль зоны сочленения Араксинской и Армянской геоантиклиналей, которые с начала кайнозоя испытывали резко противоположные дифференцированные тектонические движения. Необходимо отметить, что с ареалом новейшего вулканизма пространственно тесно связаны область максимальных отрицательных гравитационных аномалий, сейсмичность и воздымание Малого Кавказа.

Акчагыльской трансгрессией были охвачены значительная территория Предмалокавказского прогиба и северо-восточная часть Нижне-Араксинского прогиба. В этих прогибах отложения акчагыла имеют в основном известняковый и песчано-глинистый состав, резко трансгрессивно ложатся на более древние, вплоть до верхнемеловых. В пределах Предмалокавказского прогиба, северо-восточнее линии, соединяющей сс. Касум-Исмаиллы, Барда, Кузанлы и г. Ждановск, интенсивность прогибания возрастает и с 500 м доходит до 1000 м. Кроме того, здесь намечается огрубение состава акчагыльских отложений в низовьях крупных поперечных рек. Вместе с тем в центральной части нагорья, наряду с вулканической деятельностью, усиливаются эрозионные процессы и создание продольных речных долин. Видимо, в это время существовали долины Палео-Акеры и Палео-Зода с водоразделом в районе Мыхтокянского хребта.

В апшероне одновременно с воздыманием Малого Кавказа в его центральной части продолжается вулканическая деятельность. Пирокластический и туфовый материалы из центров излияния далеко разносились как субаэральным, так и водно-эрозионным путем в окружающие пониженные участки рельефа. Это доказывается наличием в осадках апшерона значительного количества пепла, возрастанием роли послед-

него с приближением к центрам излияния и доминирующим значением его в составе акеринской свиты.

В распределении осадков апшерона улавливается фациальная зональность. Так, западная часть Предмалокавказского прогиба со среднего апшерона испытывает относительное поднятие и включается в режим континентального осадконакопления. Здесь вдоль подножия гор и в значительном удалении от них накапливались грубообломочные породы, а вблизи речных долин — валунно-галечниковые образования, в низах которых местами отмечена пресноводная фауна. Вместе с тем в удалении от гор существовали морские условия осадконакопления. Причем эти условия на западе быстро сменяются континентальными, а на юго-востоке, наоборот, сохранялись вплоть до раннечетвертичного времени.

В юго-западной части Нижне-Араксинского прогиба морские условия раннего апшерона быстро сменяются континентальными; в осадках значительную роль играют вулканобломочные, галечниково-суглинистые и пепловые породы. Наибольшим развитием эти отложения пользуются в глубоковрезанной древней долине р. Акеры и в низовьях Базарчая и Охчичая, где они выполняют неровности рельефа. Эти осадки, имея в целом континентальное происхождение, состоят из аллювиальных, делювиально-пролювиальных, флювиогляциальных (?), пирокластических и озерных образований. Вероятно, в начале данного цикла осадконакопления в прирусловой части р. Палео-Акеры существовали озерные условия, где в спокойной обстановке происходило осадконакопление в запруженном долинном озере. Благодаря этому здесь отлагались диатомиты с примесью глин и пеплов, после чего накапливались пеплово-туфовые, а позже и галечниково-суглинковые образования. В долине притока данной реки — Палео-Шальва — откладывались суглинисто-пепловые, а позже и песчано-галечниковые образования. Юго-западнее, ближе к цепи вулканов Карабахского нагорья, в это время наряду с перечисленными породами в значительной мере накапливались пирокластические и пеплово-туфовые образования.

Таким образом, в позднем плиоцене происходило разрушение и снижение горного рельефа. Продукты его разрушения накапливались у подножий и заполняли древние долины, ложбины и наклонные равнины грубообломочным материалом, значительная часть которого ныне уничтожена эрозией.

Поднятие Малого Кавказа в конце апшерона продолжалось и в четвертичное время; оно привело к дислоцированности ранее накопившихся осадков, к новой вспышке вулканизма, усилению эрозивной деятельности, накоплению смешанных пирокластическо-грубообломочных и флювиогляциальных образований в межгорных впадинах и континентально-грубообломочных и морских осадков в окраинных прогибах (Предмалокавказском и Нижне-Араксинском).

Трансгрессия бакинского моря, в основном занимая осевую полосу Куринской впадины, на юго-западе, по-видимому, ингрессивно вдавалась в пределы Предмалокавказского прогиба. После отложения морских бакинских осадков последний окончательно превращается в сушу — аллювиальную равнину, где прогибание с накоплением грубообломочно-континентальных осадков продолжается. Малый Кавказ в начале гюрджанского времени испытывал медленное поднятие, которое к концу его становится интенсивным, с образованием мощных конгломератов. В раннечетвертичное время в пределах древней долины р. Акеры продолжают накапливаться аллювиально-пролювиальные и возможно флювиогляциальные отложения с примесью и прослоями пеплов, составляющие верхнюю часть акеринской свиты.

Поднятие гор сопровождалось как накоплением мощных галечниковых пород, так и интенсивным вулканизмом. Последним были охвачены восточные и юго-восточные склоны Восточно-Севанского и северо-восточные склоны Зангезурского хребтов в верховьях рр. Акеры и Тертера и Карабахское вулканическое нагорье. Пирокластический материал четвертичных извержений в виде шлейфа накапливался вдоль периферии Карабахского нагорья, в пониженных участках рельефа. В аналогичных условиях в бассейне р. Акеры образовалась герюсинская свита вулканогенно-обломочных пород, которая занимает неровности рельефа этой древней межгорной долины. Одновременно с поднятием гор и вулканизмом происходило и оледенение. В связи с этим в высокогорных зонах в это время образовались ледниковые и каровые озера и озера вулканического происхождения. Нагромождения лавовых излияний в пределах нагорья и пирокластических образований в виде герюсинской свиты в долинах рек создали запрудные озера.

Вторая половина четвертичного периода характеризуется не только интенсивным поднятием и эрозийной деятельностью (расчленением гор и врезом речных долин), но и интенсивным вулканизмом. Продукты эффузивного вулканизма, представленные базальтами, андезитами и их пирокластолитами, покрыли обширные пространства Армении, Ирана и Турции (Абих, 1899, 1902; Азизбеков, 1961; Азизбеков, Багиров, 1964).

Позднеплиоценово-четвертичное время ознаменовалось унаследованным поднятием структур Талыша, градиент роста которых вследствие сводово-глыбового характера неотектонических движений был неравномерным. Вслед за акчагыльской трансгрессией, охватившей северные районы Талыша (северная часть Ленкоранской низменности), отлагаются преимущественно глинистые отложения, вскрытые лишь буровыми скважинами. В это время завершается формирование поверхностей выравнивания, расположенных на высоте 1600—1800 м. В конце плицена происходит резкое воздымание Талышской зоны и основные черты его рельефа принимают современный облик.

В раннем антропогене рельеф Талыша был низкогорным, хотя в общих чертах и близким к современному. В гюрджанское время происходит интенсивное поднятие, сменившее медленный рост рельефа в бакинское время. Дальнейшая дифференциация рельефа Талыша происходит в течение хазарского века; Талышский, Пештасарский и Буроварский хребты испытывают поднятие, а Ярдымлинская депрессия относительное погружение. С этим временем связано формирование террас предгорий (на высотах 150—170, 100—130 и 800 м).

В хвалынский век происходит формирование конусов выноса р. Виляччай и наклонной равнины (нулевая терраса) и цокольных террас речных долин (на высотах 12—16, 18—22 м). Новокаспийскому времени соответствует образование речных террас (высотой 6—8 и 0,3—1,3 м над современным урезом рек), развитие которых продолжается в настоящее время. Об этом также свидетельствует наличие молодых врезов в речных долинах (по отсутствию современного речного аллювия).

В новокаспийское время происходит формирование приморской аккумулятивной равнины, в рельефе которой отчетливо выражены древние береговые линии Каспия, удаленные на 4—5 км от современного берега моря. Это время также ознаменовалось неоднократным повышением уровня Каспия, вызвавшим кратковременные трансгрессии, что подтверждается слепым окончанием долин рек при их выходе в аккумулятивную долину.

Таким образом, в антропогене горный Талыш испытывал непрерывное поднятие, а в низменных депрессионных зонах происходило погружение и накопление осадков соответствующих времен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абакелиа М. С. Гравитационные аномалии и геологическое строение Куринской депрессии. Сб. тр. Тбилиси. Изд. АН Груз. ССР, 1959.
- Абасов А. С., Зейналов А. М. Некоторые особенности тектоники юго-западной части Шемахинского района. АНХ, № 9, 1962.
- Абасов М. А. Геоморфология Нахичеванской АССР. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1970.
- Абдулкасумзаде М. Р. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Баку. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- Абдулкасумзаде М. Р. Верхнеюрские пелелиподы северо-восточной части Малого Кавказа. М., изд-во «Наука», 1965.
- Абдулкасумзаде М. Р. Крупные келловейские аммониты из северо-восточной части Малого Кавказа. ДАН Азерб. ССР, № 11, 1965.
- Абдулкасумзаде М. Р. О присутствии киммериджских отложений Кедабекского района. ДАН Азерб. ССР, № 2, 1968.
- Абдуллаев Р. А., Джафаров Х. Д. Геолого-геофизическая характеристика Прикаспийского нефтеносного района Азербайджана. Баку. Азернешр, 1962.
- Абдуллаев Р. Н., Шихалибейли Э. Ш. О присутствии верхнеюрских отложений на юго-восточном погружении Мровдагского хребта (Малый Кавказ). Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1959.
- Абуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- Абдуллаев Р. Н. Петрологические и металлогенические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа (Азербайджан). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
- Абдуллаев Р. Н., Ахундов Ф. А. и др. Мезозойский магматизм Азербайджана. Материалы первого регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Изд. Тбилиси, 1969.
- Абих Г. В. Землетрясения в Шемахе и Эрзеруме в мае 1859 года. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. V, 1862.
- Абих Г. В. Новые данные о геологии Кавказа и сопредельных стран. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. VI, 1863.
- Абих Г. В. К геологии юго-восточного Кавказа. Результаты моего путешествия в 1865 г. (Шахдаг). Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. VIII, 1873.
- Абих Г. В. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. VIII, кн. 1, 1873.
- Абих Г. В. Геология Армянского нагорья (западная часть). Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. XXI, 1899.
- Абих Г. В. Геология Армянского нагорья (восточная часть). Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. XXIII, 1902.
- Абих Г. В. О появившемся на Каспийском море острове и материалы к познанию грязевых вулканов Каспийской области. Тр. Геол. ин-та АзФАН СССР, т. XII/63, 1939.
- Абрамович М. В. Разрез продуктивной толщи Сураханского района. АНХ, № 4—5 (13—14), 1921.
- Абрамович М. В. Новые взгляды на геологическое строение Ленинского района. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1954.
- Авдусин П. П. К геологии Тальша. Изв. АНИ, № 4, 1931.
- Авдусин П. П. Строение пород и фации среднего плиоцена восточного Закавказья. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Геология и нефтегазоносность западного Азербайджана и восточной Грузии. Баку, Азернешр, 1960.
- Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Новые данные о современных тектонических движениях западного Азербайджана и восточной Грузии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1961.

Агабеков М. Г. Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. Баку, Азернешр, 1963.

Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Куринская впадина. «Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины». Баку. Изд. Азерб. ССР, 1968.

Агаев В. Б. Стратиграфия среднеюрских отложений северо-восточного Азербайджана и южного Дагестана. Баку, Азернешр, 1966.

Агаев В. Б., Гусейнов Г. М. О палеонтологически охарактеризованном келловее на азерб. части Б. Кавказа. Уч. зап. АГУ, № 4, 1970.

Агаларова Д. А., Джафаров Д. И. Микрофауна отложений, слагающих Юнусдагскую гряду (сев.-зап. часть Апшеронского полуострова). Тр. по вопр. нефт. геол. АЗНИИ, 1939.

Агаларова Д. А., Джафаров Д. И., Халилов Д. М. Справочник по микрофауне третичных отложений Апшеронского полуострова. Тр. АЗНИИ, 1940.

Азизбеков Р. Ш. Дайковый комплекс юго-западной части Мегри-Ордубадского батолита и связанное с ним оруденение. Автореферат канд. дисс. Баку, 1964.

Азизбеков Ш. А., Алиев М. М. Лагодехи-Ахалсепели — геолого-петрографический очерк части южного склона Главного Кавказского хребта. Баку, Изд. АЗФАН, 1940.

Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. Малые интрузии в Курдистане. Тр. Аз. НИИ, 1940.

Азизбеков Ш. А. Вулканические пеплы Азербайджана. Тр. ИГ АН Азерб. ССР, т. XIII, 1947.

Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1947.

Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш., Пашаллы Н. В. Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Изв. АН Азерб. ССР, № 4, 1950.

Азизбеков Ш. А. Кембрий—докембрий Азербайджана (кристаллические сланцы). Геол. Азербайджана (Петрография). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А. Магматизм и металлогения Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А. Геология Азербайджана (Петрография). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Азизбеков Ш. А. Этапы развития вулканизма в подвижных зонах. Проблемы вулканизма. Материалы к Всесоюзному вулканологическому совещанию. Ереван. АН Арм. ССР, 1959.

Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э. Развитие Араксинской тектонической зоны и сопредельных областей Армении, Ирана и Турции. Гималайский и Альпийский орогенез. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. II. М., изд-во «Недра», 1964.

Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г., Емельянова Е. Н., Рустамов М. Г. и др. Петрология интрузивов Араксинской зоны Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1964.

Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э. Строение и развитие Араксинской тектонической зоны. В сб. Глубинное строение Кавказа. М., изд-во «Недра», 1966.

Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Новый выход древнего метаморфического комплекса на Малом Кавказе. Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, № 2, 1968.

Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Исмаилзаде А. И. Тектоника Талыша и связи его с Эльбрусом и Малым Кавказом. «Геотектоника», 1971, № 3.

Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Позднеорогенные вулканоплутонические формации Араксинской зоны. ДАН Азерб. ССР, № 2, 1968.

Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г. Кайнозойский магматизм Азербайджана. Материалы первого регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Изд. Тбилиси, 1969.

Акатов Н. Г., Алексейчик С. Н. Геологическая карта Кабристана. Планшет III—I (Гюнгермес). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 102, 1938.

Аксенович Г. И., Аронов Л. Е. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд. АН СССР, 1962.

Алиев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат, 1949.

Алиев А. Г., Даидбекова Э. А. Осадочные породы Азербайджана. (Петрографическая характеристика нефтеносных областей). Баку, Азнефтеиздат, 1955.

Алиев А. Г., Акаева В. П. Петрография юрских отложений юго-восточного Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

Алиев А. К. Геология и нефтегазоносность Кура-Араксинской области. Баку, Азернефтнешр, 1960.

Алиев Г. А. Берриасские брехоногии из северного склона юго-восточного Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, № 4, 1968.

- Алиев М. М. Меловые отложения Азербайджана. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Алиев М. М. Иноцерамы меловых отложений СССР. Изв. АН Азерб. ССР, № 3, 1957.
- Алиев М. М., Мамедзаде Р. Н., Алиев О. Б. Меловые отложения юго-восточной части Малого Кавказа. Тр. ИГ АН Азерб. ССР, т. XIX, 1958.
- Алиев М. М., Мамедзаде Р. Н. О распространении сеноманских отложений в азербайджанской части Малого Кавказа. В сб. «Биостратиграфия и палеогеография мезо-кайнозой Юга СССР». М., изд-во «Наука», 1964.
- Алиев М. М., Алиев Р. А., Филина Н. И. Спорово-пыльцевые комплексы и палеоклиматические условия сеномана и маастрихта юго-востока Большого Кавказа. ДАН Азерб. ССР, т. XXII, № 2, 1966.
- Алиев М. М., Алиев О. Б., Алиюлла Х. К стратиграфии меловых отложений верховьев р. Тутхун (Малый Кавказ). ДАН Азерб. ССР, т. XXII, № 12, 1966.
- Алиев М. М., Мамедзаде Р. Н., Расулов Г. Л. Стратиграфия, палеогеография и тектоника меловых отложений Прикуриноского района западного Азербайджана в связи с перспективами их нефтегазоносности. В сб. «Меловые отложения вост. Кавказа и прилегающих областей». М., изд-во «Наука», 1967.
- Алиев М. М., Гасанов Т. Аб., Мамедзаде Р. Н. Стратиграфия верхне-меловых отложений междуручья Ахынджачая и Дзегамчая. В сб. «Меловые отложения вост. Кавказа и прилегающих областей». М., изд-во «Наука», 1967.
- Алиев О. Б., Алиюлла Х. Материалы к установлению нижневаланжинских отложений на г. Сузузлук (М. Кавказ). ДАН Азерб. ССР, т. XIX, № 11, 1963.
- Алиев О. Б. Материалы к установлению коньякских отложений на М. Кавказе (Азербайджан). ДАН Азерб. ССР, т. XXI, № 9, 1965.
- Алиев О. Б. Материалы к установлению коньякских отложений в Мардакертском районе (Азербайджан). ДАН Азерб. ССР, т. XXI, № 10, 1965.
- Алиев О. Б., Алиюлла Х. О присутствии датских и нижнепалеоценовых отложений в верхнем течении р. Тертер (М. Кавказ). ДАН Азерб. ССР, т. XXII, № 11, 1966.
- Алиев О. Б. Стратиграфия и фауна меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуручье Кошкарчай-Тертер). Баку. Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Алиев Р. А. Биостратиграфическое расчленение верхнего мела юго-восточного Кавказа. ДАН Азерб. ССР, т. XXIII, № 9, 1966.
- Али-Заде Ак. А., Ахвердиев Н. Т., Халилов Э. А. К стратиграфии кампанских отложений Кобыстанской нефтегазоносной области. Баку. Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Али-Заде Ак. А. Стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений Азербайджана по белемнитам. ДАН СССР, сер. геол., т. 171, № 3, 1966.
- Али-Заде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность. Баку, Азнефтеиздат, 1945.
- Али-Заде А. А. Палеогеновые отложения Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат. 1947.
- Али-Заде А. А., Ахмедов Г. А., Куликов В. И. Региональное строение Азербайджана по геофизическим данным. «Геофиз. изуч. геол. строения нефтегаз. обл. Азербайджана». Баку, Азернешр. 1963.
- Али-Заде А. А., Раджабов М. М., Терешко Д. Л. Новые геофизические данные о строении кристаллического фундамента в районе слияния рек Аракса и Куры. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1965.
- Али-Заде А. А., Ахмедов Г. А., Куликов В. И. Глубинное строение Азербайджана по геолого-геофиз. данным МГК, XXII сессия, пробл. 2. «Геол. результаты прикл. геофизики». М., изд-во «Недра», 1965.
- Али-Заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана. «Геотектоника», 1966. № 3.
- Али-Заде А. А., Ахмедов Г. А. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. М., изд-во «Недра», 1966.
- Али-Заде А. А., Аджар Алиев. Периклинальные и межпериклинальные прогибы в ряду внутренних впадин. ДАН Азерб. ССР, т. XXIII, № 5, 1967.
- Али-Заде А. А., Ахмедов Г. А. и др. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий среднего и южного Каспия. Изв. АН АзССР, серия наук о Земле, № 5, 1968.
- Ализаде К. А. Материалы к параллелизации понтических отложений восточного Азербайджана. Сб. статей молодых научных работников посв. 20-летию Азерб. ССР, Баку, 1940.
- Ализаде К. А., Узнадзе М. Д. Материалы к изучению флоры палеогена. Тр. АзНИИ. вып. VI, 1951.
- Ализаде К. А. Акчагыльский ярус Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1954.

- Ализаде К. А. Стратиграфия палеогеновых отложений горного Талыша по фауне моллюсков. «Вопр. геол. Талыша». Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1958.
- Ализаде К. А. Третичные отложения Азербайджана. Тр. совещ. по разработке униф. стратигр. шкалы третичн. отл. Крымско-Кавказской области. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1959.
- Ализаде К. А., Мамедов Т. А. Стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана в свете новейших данных. «Юбил. сборник» АН Азерб. ССР, посвящ. 50-летию Вел. Окт. соц. революции, 1967.
- Ализаде К. А. Олигоценовые отложения восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1968.
- Алиханов Э. Н. Нефтяные и газовые месторождения Каспийского моря. Баку, Азернешр, 1964.
- Алиюлла Х. Стратиграфия и микрофауна верхнемеловых отложений восточного склона Малого Кавказа (на азерб. яз.). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Алиюлла Х. Микрофауна (фораминиферы) и стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Аллахвердиев Г. И. Геологическое строение и история тектонического развития Кельбаджарской наложенной мульды. Автореферат канд. дисс., Баку, 1967.
- Аллахвердиев Р. А. О структурных особенностях плиоценовых и олигоценовых отложений Донгуздук-Акзыкырского тектонического поля (Центральный Кобыстан). ДАН Азерб. ССР, № 7, 1964.
- Аллахвердиев Р. А. О «щебневидной фации» продуктивной толщи. ДАН Азерб. ССР, т. XXII, № 11, 1966.
- Аллахвердиев Р. А. Тектоника плиоценовых отложений северного борта Джейранкечмесской депрессии. Матер. по тектон. и регион. геол. Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1968.
- Андреев Л. И. К вопросу изменения плана складчатости в пределах северо-восточного склона Большого Кавказа. Сб. научн.-техн. информ. АЗИНТИ, вып. II, 1959.
- Андрусов Н. И. О геологических исследованиях, произведенных летом 1895 г. в Бакинской губернии и на восточном берегу Каспия. Тр. Спб. об-ва естествоиспыт., т. XXIV, 1896.
- Андрусов Н. И. Материалы к познанию Прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. Тр. Геол. ком-та, нов. сер., т. XV, № 4, 1902.
- Андрусов Н. И. Материалы к познанию Прикаспийского неогена. Понтичские пласты Шемахинского уезда. Тр. Геол. ком-та, Спб, нов. сер., вып. 40, 1909.
- Андрусов Н. И. Апшеронский ярус. Тр. Геол. ком-та, Спб, нов. сер., вып. 110, 1923.
- Антонов Б. А. К геоморфологии юго-западных склонов Зангезурского хребта. Тр. Ин-та геогр. АН Азерб. ССР, т. II, 1953.
- Антонов Б. А. Геоморфология Ленкоранской зоны. Тр. Ин-та геогр. АН Азерб. ССР, т. III, Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1953.
- Антонов Б. А. Некоторые вопросы орографии Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1955.
- Антонов Б. А. Схема новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. Матер. Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, т. II. Изд. АН СССР, 1961.
- Антонов Б. А. Поверхности выравнивания Талыша. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Антонов Б. А. Основные черты рельефа и новейшей тектоники Талыша. Сб. «Вопр. геогр. Азербайджана», Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Антонов Б. А. Поверхности выравнивания и вопросы истории развития и возраста рельефа юго-восточной части Малого Кавказа. Сб. «Вопр. геоморф. и ландшафт. Азербайджана». Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Аракелян Р. А. Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилегающих частей Нахичеванской АССР. Ин-т геол. наук АН Арм. ССР. Ереван, 1952.
- Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане. Бюлл. МОИП, т. X, отд. геологии, № 3—4, 1932.
- Аскеров Р. Б. К стратиграфическому распределению верхнеюрских брахиопод Малого Кавказа (Азербайджана). ДАН Азерб. ССР, № 12, 1962.
- Аскеров Р. Б. Позднеюрские брахиоподы Азербайджанской части Малого Кавказа и их стратиграфическое значение. Автореферат канд. дисс., Баку, 1965.
- Аскеров Ф. Г. Верхнемеловые и палеогеновые вулканические формации Казахского прогиба (Малый Кавказ). Автореферат канд. дисс., Баку, 1966.
- Асланов И. Н. Моллюсковая фауна из верхнеэоценовых отложений бассейна р. Карачай (Малый Кавказ). ДАН Азерб. ССР, т. IX, № 12, 1953.
- Асланов И. Н. К стратиграфии среднеэоценовых отложений окрестностей сс. Парага и Парадаш. ДАН Азерб. ССР, т. X, № 9, 1954.

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958.
- Атабекян А. А. Открытие среднеэоценовых вулканогенных отложений в Казахском районе Азербайджанской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XVI, № 3, 1953.
- Атабекян А. А. Об открытии верхнеюрских отложений в междуречье средних течений рр. Агстев и Гасансу (Армения). ДАН СССР, т. XCVI, № 3, 1954.
- Атабекян А. А. О присутствии датско-палеоценовых отложений в бассейне р. Агстев (Малый Кавказ). Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. 12, № 6, 1959.
- Ахмедбейли Ф. С. Выступы мезозойских пород в предгорной полосе южного склона Большого Кавказа. Уч. зап. АГУ им. Кирова, № 4 и 5, 1960.
- Ахмедбейли Ф. С. Неотектоника восточной части Большого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Ахмедов Г. А., Шапиро А. Р. Тумарханлы-Гермелинская тектоническая зона. АНХ, № 5 (251), 1947.
- Ахмедов Г. А. Геология и нефтеносность Кобыстана. Баку, Азнефтеиздат, 1957.
- Ахмедов Г. А., Куликов В. И. Особенности глубинного строения Куринского межгорного прогиба по геофизическим материалам. Междунар. геолог. конгресс, XXIII сессия, 1968.
- Ахмедов Г. А., Раджабов М. М., Ригер Р. Р. О соотношении структурных планов и мощностей глубинных слоев земной коры Куринской впадины. Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, № 6, 1969.
- Ахмедов Г. А., Раджабов М. М. Состояние и задачи региональных геофизических исследований нефтегазоносных областей Азербайджана. АНХ, № 4, 1970.
- Ахундов Ф. А. О сантонских вулканоплутонических формациях Мартунинского синклинали. ДАН Азерб. ССР, № 8, 1968.
- Ахундов Ф. А., Гаджиев Т. Г., Потапова Е. И. К вопросу геологического положения и генезиса гипербазитовой формации Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, № 5, 1970.
- Бабаев Р. Г. Позднеюрские шестилучевые кораллы (склерактинии) северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан) и их стратиграфическое положение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1967.
- Бабазаде К. В., Троцюк В. Я. О структурно-геоморфологических исследованиях в Кура-Араксинской низменности. «Новости нефтяной и газовой техники» отд. геология, № 9, 1961.
- Бабазаде О. Б. О выявлении и трассировании глубинных разломов в земной коре на профилях ГСЗ в Азербайджане. ДАН Азерб. ССР, т. XXIII, № 8, 1967.
- Бабазаде О. Б. Отражение Кахетино-Лечхумского разлома в аномалиях геофизических полей (Алазано-Агрычайская депрессия). Мат. 1-ой Азерб. научн. конф. молодых геофизиков Баку, 1969.
- Багиров А. Э. Мезо-кайнозойский вулканизм Нахичеванской складчатой области. Мат. Закав. конф. молодых науч. сотруд. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Багиров А. Э. Геологическое развитие и вулканизм Нахичеванской складчатой области. Автореферат канд. дисс., Баку, 1962.
- Багманов М. А. Палеогеновые отложения Горного Талыша (стратиграфия и моллюсковая фауна). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- Багманов М. А. Крупные фораминиферы и моллюсковая фауна эоценовых отложений Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Байрамов А. А. К стратиграфии верхнеюрских отложений междуречья Тертер-Ханашенчая (Малый Кавказ). Уч. зап. АГУ, сер. геол.-минер. наук, № 3, 1962.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Докл. советских геологов на XXI сессии МГК. Пробл. 2, раздел II. Изд. АН СССР, 1960.
- Балавадзе Б. К., Шенгеля Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. ДАН СССР, т. 136, № 6, 1961.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. и др. Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа. «Геотектоника», 1966, № 3.
- Батурич В. П. Отложения понта и ачкагыла по Геокчаю и Агричаю. АНХ, № 8—9, 1929.
- Батурич В. П. Петрография песков и песчаников продуктивной толщи. Тр. АЗНИИ, вып. 1, 1931.
- Бацевич Л. Ф. Геологическое описание Апшеронского полуострова. Баку, губ. «МГК», 1881.
- Башилов В. И., Лебедева А. Б. Шовная зона на северном склоне юго-восточного Кавказа. ДАН СССР, т. 146, № 3, 1962.
- Безносов Н. В., Шелховский В. В. Нижняя и средняя юра восточной части Северного Кавказа. М., изд-во «Недра», 1968.
- Белогоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического развития. Тр. ЦНИГРИ, ч. I—III, 1938—1940.

- Бернштейн П. С. Геологические исследования в бассейнах среднего и нижнего течения рр. Дзегамчай и Асрикчай в Азербайджанской ССР. Тр. Всерос. минер. об-ва, ч. 64, № 2, 1935.
- Богачев В. В. Гора Кяпаз и оз. Гек-гель. «ЭКОИРГО». Т. XXIII, 1915.
- Богачев В. В. Н. И. Андрусов и геология Прикаспийских стран. АНХ, № 9, 1924.
- Богачев В. В. Геологический очерк Азербайджана. Материалы по районированию Азерб. ССР, т. 1, вып. 3, АзЦИК, Баку, 1926.
- Богачев В. В. Материалы по изучению третичной ихтиофауны Кавказа. Азнефтенздат, 1933.
- Богачев В. В. Новые данные по миоцену Закавказья. Тр. АзНИИ, вып. 31, 1936.
- Богачев В. В. Материалы к познанию ископаемых флор Закавказья. Тр. Геол. ин-та Аз. ФАН СССР, т. XVI, Баку, 1939.
- Богачев В. В. Картина первобытной природы Апшерона (Бинагады). Изд. АзФАН СССР, 1940.
- Богданович К. И. Два пересечения Главного Кавказского хребта. Тр. геол. ком-та, т. XIX, № 1, 1902.
- Богданович К. И. Система Дибрара в юго-восточном Кавказе. Тр. геол. ком-та, нов. серия, вып. 26, 1906.
- Борисов А. А., Дикенштейн Г. Х. и др. Основные черты тектоники Каспийского моря и прилегающих районов суши. «Геология нефти и газа», 1962, № 12.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., изд-во «Недра», 1967.
- Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К. и др. Сходство и различие залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закатальского района (Большой Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1966.
- Будагов Б. А. Геоморфология северного склона юго-восточного Кавказа. Тр. ин-та геогр. АН Азерб. ССР, т. VII, 1957.
- Будагов Б. А. Некоторые вопросы морфологии террас селеносных рек южного склона Главного Кавказского хребта. Уч. зап. АГУ, сер. геол.-геогр., № 5, 1963.
- Будагов Б. А. О характере новейших тектонических движений в районе Шахдагского массива в связи с находкой верхнесарматской фауны. ДАН Азерб. ССР, т. 155, № 2, 1964.
- Будагов Б. А. Современное и древнее оледенение азербайджанской части Большого Кавказа (на азерб. языке, резюме — на русск.). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
- Будагов Б. А. Поверхности выравнивания Азербайджанской части Большого Кавказа. Вопр. геоморф. и ландшафтовед. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Будагов Б. А. Геоморфология южного склона Большого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1969.
- Буниатзаде З. А. Особенности химического состава вод грязевых вулканов Прикуринской нефтегазоносной области. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Буниатзаде З. А. О современных извержениях газонефтяных вулканов Азербайджана. Сб. серия наук о Земле. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Буниатзаде З. А., Халилбейли Ч. А., Гасанов А. Н. О последних извержениях грязевого вулкана о-ва Булла. Изв. ВУЗ. серия нефть и газ, № 1, 1968.
- Буниатзаде З. А., Горин В. А. Газонефтяной вулкан Отманбоздаг и его место в разрывной дислокации Западного борта Южно-Каспийской впадины. В сб. «Материалы по геологии нефтяных и газовых месторождений Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1968.
- Бурчак-Абрамович Н. И., Джафаров Р. Д. Бинагадинское месторождение верхнечетвертичной фауны и флоры на Апшеронском полуострове. Тр. ЕЛМ, часть IV, Изд. АН Азерб. ССР, 1955.
- Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья, I, II и III ч. Изд. Тбилиси, 1948, 1952, 1955.
- Варданянц К. А. Характеристика интрузий Главного Кавказского хребта. «Сов. геология», I—VII, № 7, 1939.
- Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказа Черноморско-Каспийской области. Изд. Ереван, 1948.
- Вассоевич Н. Б. Сопоставление палеогеновых и верхнемеловых отложений Кахетии Кабристана и северо-западной оконечности Кавказского хребта. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 51, 1932.
- Вассоевич Н. Б. Материалы к стратиграфии и петрографии меловых и палеогеновых отложений юго-восточного Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. III, 1933.
- Вассоевич Н. Б. Новые данные по стратиграфии верхней юры и неокома Азербайджана. ДАН СССР, т. XXI, № 3, 1938.

- Вассоевич Н. Б. О присутствии неокомских и юрских отложений в Лагичских горах Азербайджана. ДАН СССР, т. XXI, № 8, 1938.
- Вассоевич Н. Б., Хаин В. Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940.
- Вассоевич Н. Б. Новые данные по стратиграфии флишевых отложений Дибраро-Чаирской зоны в восточном Закавказье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1940.
- Вассоевич Н. Б. Новые данные по стратиграфии мезозой юго-восточного Кавказа. «Советская геология», 1940, № 10.
- Вассоевич Н. Б. Палеогеновые слои зоны южного склона в нагорном Азербайджане. ДАН СССР, т. XXXI, № 8, 1941.
- Вассоевич Н. Б. О распространении *Calpionella zoren* в Азербайджане. БМОИП, т. XXV, № 6, 1950.
- Вассоевич Н. Б. О стратиграфии мезозойских отложений флишевой зоны юго-восточного Кавказа. Тр. Лен. об-ва естествоисп. т. LXVIII, вып. 2, 1951.
- Вебер В. Н. Шемахинское землетрясение 31 января 1902 года. Тр. геол. ком-та. С.-Пб, 1903.
- Вебер В. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова, планш. V—I (Отман—Боздаг). Госгеолиздат, 1931.
- Вебер В. В. Рекогносцировочный объезд полосы кайнозойских отложений между Шемахой и Аджиноурской степью. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 33, 1933.
- Вебер В. В. От Вандама до Нухи. Маршрутные пересечения южного склона Главного Кавказского хребта. Тр. НГРИ, сер. В, вып. 67, 1936.
- Вебер В. В. Маршрутные пересечения южного склона Главного Кавказского хребта. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 67, 1936.
- Вебер В. В. Зона южного склона в нагорном Азербайджане. Тр. НГРИ, нов. серия, вып. 1, 1939.
- Вебер В. В., Федьинский В. В. Гравиметрическая карта юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
- Векилов Б. Г. Понтический ярус восточного Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1962.
- Векилов Б. Г. Антропогеновые отложения северо-восточного Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1968.
- Волярович П. Е. Нефтеносный район Кирмаку на Апшеронском полуострове. Изв. Геол. ком-та, т. 28, № 7, 1909.
- Волобуев В. Р., Ширинов Н. Ш. Краткая геоморфологическая характеристика Кура-Араксинской низменности. Природные условия и естественные ресурсы Кура-Араксинской низменности. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
- Воскресенский И. А. О Баскальском покрове на юго-восточном Кавказе. «Советская геология», 1958, № 7.
- Воскресенский И. А. Тектоника и основные черты развития Вандамского антиклинория (юго-восточный Кавказ). Изв. ВУЗов, «Геология и разведка», 1959, № 12.
- Воскресенский И. А. Об отложениях датского яруса — нижнего плиоцена в Вандамском антиклинории (юго-восточный Кавказ). Изв. ВУЗов, сер. геол. и разв. № 4, 1961.
- Воскресенский И. А., Хаин В. Е., Шурыгин А. М. Тектонические покровы юго-восточного Кавказа и условия их образования. Вестн. МГУ, серия геол., № 4, 1963.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Габриелян А. А., Адамян А. И. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). Ереван, Изд. МИТК, 1968.
- Гаврилов М. Д. Очерк четвертичной геологии и геоморфологии западной части Азербайджанской ССР, Баку, 1938.
- Гаврилов М. Д. Основные черты новейшей тектоники и геоморфологии Аджиноура. Тр. конф. по геоморф. Закавказья. Баку, 1953.
- Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку, Азерб. нешр., 1965.
- Гаджиев Т. Г., Мамедзаде Р. Н., Алиев Г. А. Нижнесенонские отложения Ордубадского района. Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, № 1, 1966.
- Гаджиев Т. Г., Ахундов Ф. А., Потапова Е. И. Опыт выделения магматических формаций Малого Кавказа (Азербайджан). М., ВИЭМС, 1969.
- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника Грузии. В кн. «Геология СССР», т. X. Груз. ССР, часть 1. М., изд-во «Недра», 1964.
- Ганбаров Ю. Г. Глубинное сейсмическое зондирование на море и на суше. Сб. «Геофизич. изучение геологич. строения нефтегазоносных областей Азерб.» 1963.
- Гасанов И. С. Тектоническое положение западной части Южно-Каспийской котловины в общей системе структур восточного Азербайджана. Разработка и экс-

- плуатация морских нефтяных месторождений. Научно-техн. сб. № 3, сер. Нефтедоб. пром. АЗИНТИ, 1964.
- Гасанов Т. Аб., Мамедов Т. А. О присутствии нижнеэоценовых отложений в районе с. Ново-Ивановка (Кедабекский р-н). ДАН Азерб. ССР, № 8, 1965.
- Гасанов Т. Аб. Новый выход древних метаморфических отложений в северо-восточной части Малого Кавказа. «Советская геология», 1967, № 6.
- Гасанов Т. А. Нижнеюрская фауна в верховьях р. Асрикчай. ДАН Азерб. ССР, т. X, № 1, 1954.
- Гасанов Т. А., Абдулкасумзаде М. Р. Верхнебайосские аммониты района Куши и Човдар в Азерб. ССР. Тр. ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XIX, 1958.
- Гасанов Т. А., Абдулкасумзаде М. Р. Байосские аммониты из Нахичеванской АССР. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1958.
- Гасанов Т. А. Фауна и стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азерб. ССР). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1961.
- Гасанов Т. А., Абдулкасумзаде М. Р. О возрасте осадочно-вулканической толщи северного борта Нузгерского плато (Малого Кавказа). ДАН Азерб. ССР, № 1, 1965.
- Гасанов Т. А. Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Баку, Изд. Азерб. ССР, 1967.
- Гейвандова Е. Х. Фауна и стратиграфия древнекаспийских отложений Апшеронского полуострова. Автореферат канд. дисс. Баку, 1952.
- Геологическая изученность СССР (Азерб. ССР), том 42, период 1951—1955 гг. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Геологическая изученность СССР (Азерб. ССР), том 42, период 1946—1950 гг. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Геология Азербайджана (Петрография). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Геология Азербайджана (Геоморфология, стратиграфия). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Геология Азербайджана (Тектоника, грязевой вулканизм, история геологического развития). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1953.
- Голубятников Д. В. Главнейшие результаты геологических работ, произведенных на Апшеронском полуострове в 1903 г. Изв. Геол. ком-та, т. XXIII, № 1, 1904.
- Голубятников Д. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат. Геологический обзор и разработка месторождения. Тр. Геол. ком-та, нов. сер., вып. 106, 1914.
- Голубятников Д. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планшет 3 (Хурдалан-Бинагады). Тр. ВГРО, 1931.
- Горин В. А. Продуктивная толща Апшеронского полуострова. Баку, Азнефтеиздат, 1939.
- Горин В. А. Каспийская тектоническая впадина. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1954.
- Горин В. А., Алиев А. А., Буниатзаде З. А. Морфологические особенности жерл грязевых (газонефтяных) вулканов и их генетическая сущность. Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова, сер. геол.-геогр. наук, № 3, 1965.
- Горин В. А., Буниатзаде З. А. Пояса глубинных разломов земной коры и газонефтяной вулканизм. Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, № 2, 1968.
- Горин В. А., Буниатзаде З. А. О закономерностях проявления газонефтяного вулканизма западного борта Южно-Каспийской впадины и миграции углеводородов. В сб. «Генезис нефти и газа». М., изд-во «Наука», 1968.
- Грabcкая Х. Я., Андреев Л. И., Терешко Д. Л. Геологическое строение Прикаспийско-Кубинской нефтегазоносной области. Баку, Азернешр, 1963.
- Грещишкин Л. А. Геологические исследования в Шахдагском и Хиналугском районах. Отчет о деятельности НГРИ за 1933 г. ОНТИ, 1936.
- Григорьянц Б. В., Хаин В. Е. Наложенная складчатость в геосинклинальных складчатых областях и некоторые условия ее образования. «Геология и разведка», № 12, 1958.
- Григорьянц Б. В., Шурыгин А. М. Сухюбский утес на юго-восточном Кавказе. Уч. зап. АГУ. № 5, 1961.
- Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1962.
- Григорьянц Б. В. Поперечная зональность в структуре юго-восточного Кавказа. Сб. «Очерки по геологии Азербайджана». Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Григорьянц Б. В., Мурадян В. М., Тагиев Э. А. Погребенная структура мезозоя в прибрежной полосе осевой зоны юго-восточного Кавказа. А, № 12, 1967.

- Григорьянц Б. В., Исаев Б. М. Об условиях образования Баскальского покрова на юго-восточном Кавказе. Материалы по тектонике и региональной геологии Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1968.
- Гроссгейм В. А., Хаин Б. Е. Стратиграфия меловых отложений флишевой зоны Большого Кавказа. Тр. ВНИГРИ, вып. 220, 1963.
- Губкин И. М. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова (Сумгаитский планшет). «ИГК1, т. XXXIII, № 4, 1914.
- Губкин И. М. Геологические исследования в западной части Апшеронского полуострова. Листы Учтепинской и Коунский. «ИГК», т. XXXIV, № 2, 1915.
- Губкин И. М. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова. Лист Перекишкюльский. Изв. геол. ком-та, т. 32, № 2, 1916.
- Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Новосибирск, Горгеолнефтеиздат, 1934.
- Губкин И. М., Федоров С. Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М., Изд. АН СССР, 1938.
- Гутман М. И. К проблеме мезозойской нефти на южном склоне Главного Кавказского хребта. Тр. Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 1, 1933.
- Давиташвили Л. Ш. Акчагыльский ярус. Тр. ГИНИ, сер. руковод. ископ., вып. XI, 1932.
- Давиташвили Л. Ш. Апшеронский ярус. Тр. ГИНИ, сер. руковод. ископ., 1933.
- Дадашев Ф. Г. Углеводородные газы грязевых вулканов Азербайджана. Баку, Азернефр., 1963.
- Делле Г. В. Материалы к юрской флоре Азербайджана. Ботанический журнал, т. XVII, № 5, 1962.
- Джабарова Х. С. Флора и растительность западного Азербайджана в верхнеплиоценовое время. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Джафаров Д. И., Агаларова Д. А., Халилов Д. М. Справочник по микрофауне меловых отложений Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат, 1956.
- Дикенштейн Г. Х. и др. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря. Сб. «Деформация пород и тектоника». М., изд-во «Наука», 1964.
- Дмитриев Е. Я., Поминов А. Г., Ясенев В. П. Геологическое строение и нефтеносность Прикаспийского района. Тр. Аз. НГРТ, Азнефтеиздат, 1934.
- Дробышев Д. В. От Самура до Главного хребта и зона Шахдага. Тр. НГРИ, серия А, вып. III, 1939.
- Дробышев Д. В. Геологическое строение района р. Чирахчай до р. Самур в южном Дагестане. Тр. по геол. и пол. ископ. северного Кавказа, вып. 4, 1939.
- Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. Тр. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1949.
- Думитрашко Н. В. О генезисе поверхностей выравнивания. «Вопросы географии». Сб. 36, геоморфология, 1954.
- Думитрашко Н. В., Будагов Б. А. Древнее оледенение северного склона юго-восточного Кавказа (Азербайджанская ССР). Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1958.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Будагов Б. А. Рельеф и новейшая тектоника юго-восточного Кавказа. Изд. АН СССР, 1961.
- Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Новейшая тектоника Кавказа. Сб. «Неотектоника», Рига, 1961.
- Живаго Н. В., Безносос Н. В. Материалы к геологическому строению центральной части «Сланцевого Дагестана». Тр. ВНИИГаз, вып. 4/12, 1958.
- Исламов К. Ш. Шемахинское землетрясение 10.VII.1954 года. Изв. АН Азерб. ССР, сер. физич., 1956.
- Исмайлзаде Т. А. и др. Палеомагнитная характеристика продуктивной толщи Азербайджана. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., изд-во «Наука», 1965.
- Исмайллов К. А., Халилов Н. Ю. О тектоническом соотношении третичных и мезозойских отложений в северной части Апшеронского полуострова. ДАН Аз. ССР, т. 19, № 9, 1963.
- Исмайллов К. А., Гасанов И. С. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой. Сб. «Геофизическая разведка на Каспийском море». Л., изд-во «Недра», 1966.
- Касимова Г. К. Ааленский ярус Тагирджалчая Присамурского р-на. Изв. АН АзССР, сер. геол., № 1, 1968.
- Касимова Г. М. К стратиграфии среднеюрских отложений северо-восточного Азербайджана. ДАН Азерб. ССР, № II, 1955.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. 318, 1947.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кашкай М. А. Алунитизация и каолинизация в Заглинском месторождении. Баку, Изд. Аз. ФАН СССР, 1939.
- Кашкай Н. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
- Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. К стратиграфии палеогена верховьев рр. Акеры и Тертера, смежной части бассейна озера Севан. Изв. АН Азерб. ССР, № 3, 1950.
- Кашкай М. А. Геология верховьев р. Тертер. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1955.
- Кашкай М. А. Геология верховьев р. Тертер. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1955.
- Кашкай М. А. и Аллахвердиев Ш. Листвениты. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
- Кашкай М. А. Геолого-петрографическая характеристика, минеральные источники и полезные ископаемые Шушинского района. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1960.
- Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана. М., изд-во «Недра», 1965.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона и их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1967.
- Кашкай М. А., Алиев В. И. и др. Петрология магматических пород бассейна реки Тутхун. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Керимов А. Д. Петрохимическая характеристика Мехманинской гранитоидной интрузии. ДАН Азерб. ССР, № 7.
- Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд. АН СССР, 1960.
- Китовани Ш. К. Тектоническое районирование Грузии. Материалы по геол. и нефтегазоносности Грузии. Тр. ВНИГИИ, вып. LXI, 1967.
- Клопотовский Б. А. Древнее оледенение хребта Мровдаг на Малом Кавказе. Изв. Аз. ФАН СССР, № 4, 1942.
- Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР, сер. геол. № 10, 1964.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., изд-во «Наука», 1969.
- Ковалевский С. А. «Дибрарские утесы» в ряду смежных явлений в системе Дибрара. АНХ, № 4, 1929.
- Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджиноура (стратиграфия и генезис). Тр. Азнефтеразведки, 1936.
- Ковалевский С. А. Грязевые вулканы южного Прикаспия. АзГОНТИ, 1940.
- Конюшевский Л. К. Отчет о геологических работах в 1912 г. в Елизаветпольской губ. Отчет Кавк. горн. управ. за 1913 г. Тифлис, 1914.
- Корнев Г. П. Южная часть Малого Кавказа в конце плицена и четвертичном периоде. БМОИП, отд. геол. № 6, 1960.
- Крымголец Г. Я. Материалы к стратиграфии и фауна юры Кавказа. Уч. зап. ЛГУ. нов. серия, 1952.
- Крымголец Г. Я. К вопросу о возрасте некоторых вулканогенных толщ Малого Кавказа. Вест. ЛГУ, серия биологии, геогр. и геологии, № 4, 1954.
- Кудрявцев Н. А. Геологические исследования в междуречье Алазани и Куры. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 32, 1932.
- Кудрявцев Н. А. К вопросу о соотношении продуктивной и Мирзаанской толщ. АНХ. № 4, 1933.
- Кузнецов В. П. Землетрясение в Баку 28 ноября 1958 г. ДАН Азерб. ССР, № 8, 1959.
- Кузнецов В. П. Землетрясение из поверхностного очага в Сумгаите 12 декабря 1959 г. и 1-го июля 1962 г. Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук, № 5, 1964.
- Куликов В. И. Глубинное геологическое строение АзССР по данным геофизических исследований. Сб. «Состояние и перспектива развития разведочн. геофизики в СССР». М., Гостоптехиздат, 1961.
- Курбанов Н. К. Особенности колчеданно-полиметаллического оруденения южного Большого Кавказа на примере Филлизчайского месторождения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 75, 1967.
- Куцев В. П. Очерк геологии и нефтеносности Талышского хребта. Тр. АзНИИ, вып. XXXVI, 1937.
- Лебедева Т. М. Глубокофокусное землетрясение в Каспийском море 9 апреля 1935 г. Кв. сейсм. бюллетень № 1—4, Тбилиси, 1949.
- Леднев Н. М. Фауна рыбных пластов Апшерона. Тр. ГК, новая серия, вып. 60. СПб, 1914.

- Леонтьев Л. Н. О ледниковых элементах долин Шамхорчай и Тертера. ДАН СССР, т. II, № 1, 1946.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, новая серия, геология т. XXIV, вып. 4, 1949.
- Леонтьев Л. Н. О так называемом «Главном надвиге» Малого Кавказа. ДАН СССР, т. XIX, № 3, 1949.
- Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. Новые данные по нижнему палеозою северо-восточной части Малого Кавказа. ДАН СССР, т. LXXI, № 4, 1950.
- Леонтьев Л. Н. К стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
- Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
- Лилиенберг Д. А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. Изд. АН СССР, 1962.
- Малиновский Н. В. Материалы по сейсмическому изучению Азербайджанской ССР. Аз. ФАН СССР, Баку, 1940.
- Малиновский Н. В. Сейсмичность Апшеронского полуострова. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, № 5, 1948.
- Мамед-заде Р. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Кошкарчай—Дебетчай). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Мамед-заде Ш. Очерки сарматских отложений Азербайджана. Труды АКИИ (геологический сборник), 1/18, 1939.
- Мамедов А. В., Касумова Г. М. Ископаемые миоценовые растения междуречья Куры и Иори. ДАН Азерб. ССР, т. IX, № 12, 1955.
- Мамедов А. В., Мусеибов М. В., Ширинов Н. Ш. Четвертичные тектонические движения и их роль в формировании структурного плана и рельефа Куринской впадины. В сб. «Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана». Тр. ин-та Географии АН АзССР, 1966.
- Мамедов А. В., Мусеибов М. А., Ширинов Н. Ш. Формирование современного структурного плана и рельефа Куринской впадины. «Геотектоника», 1967, № 4.
- Мамедов А. В. Структурно-фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности сарматских отложений Среднекуринской впадины. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1968.
- Мамедов А. В. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа. «Геотектоника», 1968, № 4.
- Мамедов А. И. О кайнозойском магматизме на М. Кавказе на примере Севано-Акеринской зоны (в пределах Азербайджана). Проблемы вулканизма. Материалы ко второму Всесоюзному Вулканогеологическому совещанию. Изд. АН СССР, 1964.
- Мамедов А. И. Кайнозойские интрузивы Севано-Карабахской зоны. Материалы IV Всесоюзного Петрографического совещания. М., Изд. АН СССР, 1969.
- Мамедов Т. А. О возрасте парадашской свиты палеогенового комплекса Нахичеванской АССР. ДАН Азерб. ССР, № 10, 1960.
- Мамедов Т. А., Зейналов М. М. Параллелизация разрезов фораминиферных отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа в связи с их нефтегазоносностью (междуречье Кюракчай и Тертерчай). «Нефть и газ», 1963, № 1.
- Мамедов Т. А. Стратиграфия нижнепалеогеновых отложений северо-восточных предгорий и центральной части Малого Кавказа в свете новых данных. Тр. АЗНЕФТЕХИМ им. М. Азизбекова, 1968.
- Марушвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Ереван, Изд. АН Грузинской ССР, 1956.
- Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. Геология и нефтеносность Ленкоранской области. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1953.
- Мехтиев Ш. Ф., Хаин В. Е. Тектоника Ленкоранской области. Геология Азербайджана (Тектоника). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1953.
- Мехтиев Ш. Ф., Султанов К. М. Неоген Талыша. «Вопросы геологии Талыша». М., Изд. АН СССР, 1958.
- Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. Геологическое строение северного Талыша. Сб. «Вопросы геологии Талыша». Изд. АН СССР, 1958.
- Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры М. Кавказа. Уч. зап. МГУ, вып. 161, геология, т. V, 1952.
- Милановский В. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Труды совещ. по тектонике альпийской геол. обл. юга СССР. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
- Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). «Советская геология», 1962, № 6.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.

- Милановский Е. Е. Новые представления о структуре и истории тектонического развития Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 151, № 5, 1963.
- Милановский Е. Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области. Сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука», 1964.
- Мирчинк М. Ф. Стратиграфическое соотношение палеогеновых и меловых свит юго-восточного Кавказа. АНХ, № 2—3, 1931.
- Мирчинк М. Ф. К вопросу о генезисе Дибрарских утесов. Изв. АКНИ, 1931. № 3 (10), Баку, 1931.
- Мирчинк М. Ф. Геологические исследования в северной и юго-западной частях планшета 1—3 (Кемишдаг) Кабристанских пастбищ. Тр. треста Азнефтеразведка, вып. 1, 1933.
- Мирчинк М. Ф. Тектонические проблемы юго-восточного Кавказа. Тр. треста Азнефтеразведка, 1935.
- Муратов М. В. История тектонического развития складчатой области юго-восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2. 1962.
- Мусейбов М. А. К вопросу новейшей тектоники Азербайджана. Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова, сер. геол.-геогр. наук, № 1, 1967.
- Мустафаев И. С. К вопросу об условиях отложения песков продуктивной толщи Апшеронского полуострова. ДАН СССР, нов. сер., т. LXV, № 2, 1949.
- Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кав. отд. русск. геогр. об-ва, кн. XXIX, вып. 2. Тифлис, 1916.
- Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Гянджинского района Азербайджанской ССР. Изв. Геолкома, т. 48, № 3. 1929.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк бассейна р. Белокан-ор. Тр. ВГРО, вып. 131, 1931.
- Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения Акстафачай и Дебетчай. Тр. ВГРО, вып. 353, 1934.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн р. Тертер (Геологический очерк). Тр. ВГРО, № 219, 1934.
- Паффенгольц К. Н. О возрасте Герюсинской толщи. «Советская геология», 1940, № 9.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван. Изд. АН Армянской ССР, 1970.
- Пашалы Н. В. Литология и условия образования четвертичных отложений восточного Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Потапов И. И. Апшеронская нефтеносная область. (Геологическая характеристика). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1954.
- Преображенский И. А. Петрография Азербайджана. М., Изд. АН СССР, 1934.
- Пустовалов И. Ф. Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. Тр. ЦНИГРИ, вып. 83, 1936.
- Путкарадзе А. Л. Продуктивная толща Кабристана. АНХ, № 6, 1940.
- Путкарадзе А. П. О природе контакта мезозойских отложений вдоль Прикаспийской моноклинали. Изв. АН Азерб. ССР, № 2, 1946.
- Путкарадзе А. Л. Новые данные о геологическом строении Кировабадского р-на. ДАН Азерб. ССР, т. III, № 12, 1947.
- Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Баку. Азнефтеиздат, 1958.
- Рагимов Ш. С. Вопросы изучения строения Земли. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Раджабов М. М., Бабазаде О. Б. Об отраженно-дифрагированных волнах, регистрируемых при ГСЗ земной коры. Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, № 3, 1966.
- Раджабов М. М. О структуре кристаллической части земной коры в Куринской впадине по сейсмическим данным. Сб. методика и результаты комплексных региональных геофизических исследований. М., изд-во «Недра», 1969.
- Раджабов М. М., Ригер Р. Р. О неоднородности строения кристаллического фундамента в Куринской впадине. ДАН Азерб. ССР, № 3, 1970.
- Раджабов М. М., Бабазаде О. Б. Изучение глубинных разломов сейсмическими методами в Азербайджане. Маг. юбил. сессии АГУ, 1969.
- Раджабов М. М. О характере и глубине залегания границы Мохоровичича в Азербайджане. Сб. геофиз. методы. АзНТО, 1969.
- Растворова В. А. Нересов И. Л. Варташенское землетрясение 2—5 сентября 1953. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1955.
- Рейнгард А. Л. О возрасте оледенений в горной группе Шахдага на восточном Кавказе. Тр. Ленинградского общ-ва естествоиспытателей, т. 65, вып. 1, 1936.
- Ренгартен В. П. О фауне меловых и титонских отложений юго-восточного Дагестана. Изв. Геол. ком-та, т. XXVIII, № 9, 1909.

- Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всес. съезда геологов. Ташкент, 1930.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, вып. 148, 1932.
- Ренгартен В. П. Геологическое строение Талыша. Сб. «Вопросы геологии Талыша». М., Изд. АН СССР, 1958.
- Ренгартен В. П. Региональная стратиграфия СССР. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. М., Изд. АН СССР, 1959.
- Ржонсницкая М. А. Девонские отложения Закавказья. ДАН СССР, т. IX, № 8, 1948.
- Розова Е. А. Глубинное строение земной коры Кавказа. Тр. сейсм. ин-та АН СССР, № 14, 1939.
- Ростовцев Н. Н. О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа. Изд. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
- Ростовцев К. О. К стратиграфии юрских отложений Нахичеванской АССР. Баку, Азнефтеиздат, 1957.
- Руженцев В. Е. Подразделение апшеронского яруса в связи с изучением апшеронских отложений хр. Малого Харамы. БМОИП, отд. геол., т. VI, нов. сер., 1928.
- Русанов Н. К. Краткий геологический очерк верховьев р. Ахтычай в южном Дагестане. Тр. по геологии Сев. Кавказа. СПб, 1938.
- Рустамов М. И. Нижнеплиоценовый вулканизм Нахичеванской складчатой области. Баку, Изд-во АГУ, 1960.
- Рустамов М. И. Новые данные о тектоническом строении южного Зангезура. «Геотектоника», 1968, № 2.
- Садыков А. М. Каменноугольные и пермские отложения Нахичеванской АССР. Изв. АН Азерб. ССР. № 3, 1954.
- Силаев С. Г. Оligоцен-миоценовые отложения юго-восточного Кавказа и их нефтегазоносность. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1961.
- Ситковский И. Н. Интрузивные породы северо-восточной части Азерб. ССР. Сб. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. геол. управления, вып. 11, 1941.
- Славин В. И. Стратиграфия и тектоника центральной части Карабахского хребта (Малый Кавказ). «Советская геология», сб. № 6, 1945.
- Славин В. И. О некоторых древних вулканах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
- Соловкин А. Н. К характеристике юрских и меловых отложений южного Карабаха. Изв. АКНИИ. № 5, 1934.
- Соловкин А. Н. Интрузивы и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Баку, Изд. АзФАН СССР, 1939.
- Соловкин А. Н. Об экзотических утесах дибрарского типа. Изд. АзФАН СССР, 1944.
- Соловкин А. Н. Об аналоге продуктивной толщи Апшеронского полуострова в бассейне р. Базарчай. ДАН Азерб. ССР, № 5, 1945.
- Соловкин А. Н. О так называемых «кварцевых порфирах» Малого Кавказа Азербайджанской ССР. ДАН СССР, т. X, № 8, 1948.
- Соловкин А. Н. О меловом вулканизме и стратиграфии мела в восточном Закавказье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949.
- Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С., Агапова Г. В. Современная тектоническая структура дна южного Каспия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.
- Сорский А. А. О сейсмичности района Шемахи в Закавказье. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1955.
- Султанов А. Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1949.
- Султанов А. Д. Палеозойские и мезозойские отложения азербайджанской части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Султанов А. Д. Литология продуктивной толщи Апшеронского полуострова. М., Изд. АН СССР, 1958.
- Султанов К. М. Стратиграфия и фауна верхнего миоцена восточного Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1953.
- Султанов К. М. Устричники тарханского горизонта Азербайджана. ДАН Азерб. ССР, т. 110, № 3, 1955.
- Султанов К. М., Агабеков М. Г. К стратиграфии кайнозойских отложений западного Азербайджана. Тр. ин-та геологии АН Азерб. ССР, XVIII, 1956.
- Тамразян Г. П. О наличии глубинного разлома на юго-восточном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 8, 1960.
- Тихомиров В. В. К изучению палеогена в северном Азербайджане. ДАН СССР, т. IV, № 1, 1946.
- Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. ин-та геол. АН СССР, вып. 123, геол. серия, № 44, 1950.

- Тюшев Н. В. К вопросу о возможности продолжения палеозойских отложений в юго-восточной оконечности Кавказского хребта. Зап. всерос. минерал. общ., 2 сер., т. XVI, № 3, 1937.
- Ульянов А. В. Геологические исследования в Мирзаанском нефтеносном районе. Тр. НГРИ. Сер. А, вып. 80, 1936.
- Ушейкин Н. И. Разрез и тектоника продуктивной толщи Балахано-Сабунчино-Раманинского нефтеносного района. Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 1, Спб., 1916.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. геолог. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.
- Федоров С. С. Горные породы Кедабека. Зап. Академии наук, т. XIV, № 3, 1903.
- Федоров С. Ф. Геологическая карта Кабристана (планшет II—I). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 100, 1938.
- Федоров С. Ф. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и нефтеносность. Тр. ИГИ, М., 1939.
- Федынский В. В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. АЗОНТИ, 1937.
- Федынский В. В. Гравиметрическая хар-ка предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Сб. «Памяти акад. Архангельского». Изд. АН СССР, 1951.
- Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфолитологических исследований. Изд. МГУ, 1965.
- Хаин В. В. К истории Закавказья на границе олигоцена и миоцена. АНХ, № 5—6, 1937.
- Хаин В. Е. Геологические исследования и поиски нефти в Лагичских горах. Баку, Азнефтеразведка, 1937.
- Хаин В. Е. Новые данные о геологическом строении юго-восточного Кавказа. Тр. геол. ин-та АзФАН СССР, т. XII/63, 1939.
- Хаин В. Е. К вопросу о строении зоны контакта меловых и третичных образований Прикаспийско-Кубинской нефтеносной полосы. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1945.
- Хаин В. Е. Разрез и фации мезозоя юго-восточного Кавказа по данным новейших исследований. Тр. ин-та геол. АН Азерб. ССР, т. XIII, 1947.
- Хаин В. Е. Меловые отложения северных предгорий Малого Кавказа между Кировабалом и Казахом. Изв. АН Азерб. ССР, № 11, 1947.
- Хаин В. Е., Тихомиров В. В. Юрские и нижнемеловые отложения северо-восточных склонов Мровдагского хребта (Малый Кавказ). Изв. АН Азерб. ССР, № 8, 1948.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 67, № 4, 1949.
- Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», сб. 39, 1949.
- Хаин В. Е. О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья. ДАН Азерб. ССР, т. 5, № 11, 1949.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. БМОИП отд. геол. 25 вып. 3 и 4, 1950.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В. Е. О присутствии майкопской свиты на юго-восточном окончании Малого Кавказа. ДАН Азерб. ССР, т. XXII, № 5, 1950.
- Хаин В. Е., Тихомиров В. В., Горшенин Т. А. Верхний плиоцен восточной периферии Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 72, № 4, 1950.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н. и др. Тектоническое положение Апшеронского полуострова в системе Б. Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол., № 1, 1955.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Касимова Н. М. К стратиграфии средней юры юго-восточного Кавказа. ДАН СССР, т. 100, 1955.
- Хаин В. Е., Ахмедбейли Ф. С. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклиниория. «Материалы по геологии СВ Азербайджана». Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1957.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение северного склона юго-восточного Кавказа. «Материалы по геологии СВ Азербайджана». Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1957.
- Хаин В. Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием. «Геология нефти», 1958. № 9.
- Хаин В. Е. Куринская впадина. «Тектоника нефтегазоносных областей», т. 11. Гостоптехиздат, 1958.
- Хаин В. Е. Положение Кавказа в альпийском геосинклинальном поясе Евразии и отношение к смежным складчатым сооружениям. Вестн. МГУ, серия IV, геология, № 4, 1964.

- Хаин В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1966.
- ✓ Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Статья 1. Вестн. МГУ, геол., № 6, 1968.
- ✓ Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Статья 2. Вестн. МГУ, геол., № 1, 1969.
- Халафова Р. А. Фауна и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-восточной части Малого Кавказа в Нахичеванской АССР. Баку, Азернешр, 1967.
- Халилов А. Г. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1959.
- Халилов А. Г., Алиев Г. А., Аскеров Р. Б. Новые данные о туронских отложениях в Джебраильском районе (М. Кавказ). Изв. АН Азерб. ССР. № 1. 1967.
- Халилов А. Г., Ализаде Ак. А. Стратиграфическое расчленение Ст₂ Кобыстана в свете новых данных. Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, № 1, 1968.
- Халилов Д. М. Тарханский горизонт Советбада. Азерб. нефт. хоз-во № 4—5, 1941.
- Халилов Д. М. К стратиграфии Орджадага. Тр. АГУ им. С. М. Кирова, сер. геол., 1952.
- Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, часть I, 1962, часть II, 1967.
- Цимельзон И. О. Геологическая интерпретация гравитационных аномалий Кобыстана. Сб. «Прикладная геофизика», вып. 15, М., Гостоптехиздат, 1956.
- Цимельзон И. О. К проблеме геол. интерпретации Талышко-Вандамского гравитационного максимума. «Геология нефти и газа», № 3, Гостоптехиздат, 1959.
- Цимельзон И. О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. «Советская геология», 1965, № 4.
- Цулукидзе Г. Г., Архипов В. И., Халатов Г. Б. Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губернии и части Зангезурского уезда Елисаветпольской губернии. Мат. геол. Кавказа. ср. 1. кн. 1, 1869, сер. 1, кн. 2, 1870.
- Цулукидзе Г. Г. Шемахинское землетрясение 1827 года. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 1, 1872.
- Шапировский Н. И., Раджабов М. М. О сейсмических исследованиях на море. Сборник «Сейсмические методы», М., изд-во «Наука», 1966.
- Шарданов А. Н., Молчанов М. Ф. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе. Изв. АН Азерб. ССР, № 11, 1954.
- Шарданов А. Н., Григорьянц Б. В., Мурадян В. М. Новые данные о внутрипалеогеновых перерывах и несогласиях на юго-восточном Кавказе. Изв. АН Азерб. ССР, в. 9, 1955.
- Шарданов А. Н., Хаин В. Е. Новые данные о мезозойских вулканогенных толщах юго-восточной части Б. Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, № 1, 1957.
- Шатский Н. С., Вебер В. В. Миоцен юго-восточного окончания Кавказа. БМОИП, отд. геол. т. IX (3—4), 1931.
- Шейдаева-Кулиева Х. М. Остракоды понтического яруса восточного Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Шекинский Э. И., Раджабов М. М. и др. Изучение строения земной коры в Азербайджане методом ГСЗ. Изв. АН Азерб. ССР», сер. наук о Земле, № 5, 1967.
- Ширинов Н. Ш. К геоморфологии конусов выноса Куринской впадины и их связь с новейшими тектоническими движениями. Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук и нефти. № 3, 1961.
- Ширинов Н. Ш. Геоморфология Апшеронской нефтеносной области. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
- Ширинов Н. Ш., Троцюк В. Я. Погребенные поднятия Нижне-Куринской впадины и методы их выявления. В сб. «Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана». Тр. ин-та географии АН Азерб. ССР, т. XV, 1966.
- Ширинов Ф. А., Баженов Ю. П. Геологическое строение предгорий южного склона Большого Кавказа. Баку, Азернешр, 1962.
- Шихалибейли Э. Ш., Хаин В. Е., Гроссгейм В. А. К истории азербайджанской части Большого Кавказа в верхнеюрское время. Изв. АН Азерб. ССР, № 10, 1951.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
- Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о глубинном строении впадины южного Каспия и окружающих областей. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 18. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Шихалибейли Э. Ш. Вулканизм Малого Кавказа как следствие глыбово-складчатого развития Антикавказкой геосинклинали. Вопросы вулканизма. Труды I Всесоюзного вулканологич. совещ. Изд. АН СССР, 1962.

- Шихалибейли Э. Ш. Роль разломов и структур глыбового заложения в металлогении складчатых зон (на примере Кавказа). Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII, М., изд-во «Наука», 1964.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана. Т. I. (Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. II. (Тектоника и магматизм). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. III. (История тектонического развития). Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Шихлинский А. Ш. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. Баку, 1967.
- Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М., изд-во «Наука», 1964.
- Штоклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», 1966, № 1.
- Шурыгин А. М. Условия формирования структур центральной части юго-восточного Кавказа. Изд. АН СССР, 1962.
- Шурыгин А. М. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе. «Геотектоника», 1967, № 6.
- Якубов А. А., Сулейманов Д. М. Пробуждение грязевого вулкана на о. Булла. Изв. АЗФАН СССР, № 4, 1940.
- Якубов А. А., Агабеков М. Г., Магатаев К. С. Грязевой вулкан Тоурагай. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1948.
- Якубов А. А. Извержение грязевого вулкана Большой Кянизадаг. АНХ, № 9, 1950.
- Якубов А. А. Извержение грязевого вулкана банка Кумани. АНХ, № 2, 1951.
- Якубов А. А. Извержение грязевого вулкана банка Макарова. «Нефть и газ», 1959, № 1.
- Якубов А. А. К вопросу о генезисе грязевых вулканов и об их связи с газонефтяными месторождениями. «Советская геология», 1959, № 12.
- Якубов А. А. Извержение грязевого вулкана Лок-Батан (декабрь 1959 г.). «Нефть и газ», 1960, № 3.
- Ясенев Б. П., Али-Заде А. А. Дивичинский нефтеносный район. Тр. Азнефтеразведки, вып. 16, 1936.
- Abich H. Voegliche Crundziige der Geologie des Kaukases wie der Armenischen und Nordpersischen Gefirge. Mem. Acad. Sci. de St. Peters bowrg, 6 ser., Sci., math. et pnys., 1859.
- Abich H. Geologische Beolachtungen and Reisen in den Gelirgslandern zwischen Kur und Arcixes, Tidlis, 1867.
- Möller V. Über die bathrologysehe stellung des jüngerem paliozoischen Schichtensystems von Djonlfa in Armenien. N. Jahrb. f. Miner etc. Jahrg., S., 255—243, 1879.
- Abich H. Geologische Vorschungen in den Kaukasischen Länder. Theil 1, 1878, II, 1882, Th. III, 1887.
- Abich H. Geologie des Armenischen Hochlandes II. Osthälfte, Theil III, 1887.
- Frech F. and Arthaber G. Neune Forschungen in den Kaukasischen Ländern, 1899.
- Bonnet P. Note preliminaire sur ba construction geologique de la Gorge de Djoulfa et de ses environs. Bull. de la societe Geologigne de France, 4 ser, t. XII, p. 312—330, 1912.
- Grenister B. F. a. Furihish. The Permain ammonoides of Australia. I. Paleontol., vol. 35, N 4, p. 673—736.
- Frech F. Über den gelirgsban des Tanros in seiner Bedeutung fiir die Bezichungen der europäischen und asiatischen Gelirge. Sitzungsberichte der Preuss. Ac. Der. Wiss. LI, s. s., p. 1174—1199, 1912.
- Bonnet P. Sur la Ieassique de la Transcaucasica meridionale Comptes rendus. Ac. Si. N 17, 1922.
- Bonnet P. Sur l'existence du Danien et de l'Eocene inferieur en Transcancasie meridionale limite entrele secondaire et le tertiaire C. R. held de l'Ac., d. Se. t. 178, p. 1916—1919, 1924.
- Bonnet P. Description geologigne de la Franscancasie meridionale (Chaines de la l'Araxe Moyen), Mem. de la Soc. Geol. de France (N ser), Tome XXV, m. N 53, 1947.
- Gansser A. and H. Huber. Geological observations in the Central Elbwoz, Iran: Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., vol. 42, no 2, p. 593—630, 1962.
- Stocklin J., Ruther A. and Nalavi M. Nen data on the Lower Paleozoic and pre-Cambrian of North Iran, Geol. Survby Iran. Rep. N 1, 29 p., 1964.
- Altinli Env. Geology of Eastern and southeastern Anatolia Bulletin of the Miner. Res. and Explar. Inst. of Turkeg, N 66, Ankara, 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>Ш. А. Азизбеков</i>	7
История геологического изучения. <i>К. А. Ализаде, Ал. А. Алиев, Р. Р. Агакишибекова</i>	10
Физико-географический очерк. <i>Б. А. Будагов</i>	22
Стратиграфия	28
+ Докембрий — кембрий. <i>Ш. А. Азизбеков, Т. Аб. Гасанов, М. И. Рустамов</i>	28
- Палеозой. <i>Ш. А. Азизбеков</i>	31
Мезозой	43
Триасовая система. <i>Ш. А. Азизбеков</i>	43
Юрская система	46
Большой Кавказ	46
Нижняя и средняя юра. <i>Э. Ш. Шихалибейли, В. Б. Агаев</i>	46
Верхняя юра. <i>Э. Ш. Шихалибейли, В. Б. Агаев, Г. К. Касимова</i>	57
Малый Кавказ	63
Нижняя и средняя юра. <i>Т. А. Гасанов, Т. Аб. Гасанов</i>	63
Верхняя юра. <i>М. Р. Абдулкасумзаде, Э. Ш. Шихалибейли</i>	71
Меловая система	82
Большой Кавказ	82
Нижний мел. <i>А. Г. Халилов, Г. А. Алиев</i>	82
Верхний мел. <i>М. М. Алиев, Р. А. Алиев</i>	93
Малый Кавказ	101
Нижний мел. <i>А. Г. Халилов и Г. А. Алиев</i>	101
Верхний мел. <i>М. М. Алиев, Р. Н. Мамедзаде, О. Б. Алиев</i>	109
Кайнозой	121
Палеогеновая система. <i>К. А. Ализаде, Д. М. Халилов, Т. А. Мамедов</i>	121
Неогеновая система	151
Миоцен. <i>К. А. Ализаде, Э. М. Асадуллаев</i>	151
Плиоцен. <i>К. А. Ализаде, Э. М. Асадуллаев</i>	178
Четвертичная система. <i>Н. В. Пашалы, Б. Г. Векилов</i>	204
Магматизм	230
Мезозойский магматизм Малого Кавказа. <i>Р. Н. Абдуллаев, Г. И. Керимов, Ф. А. Ахундов</i>	230
Мезозойский магматизм Большого Кавказа. <i>Р. Н. Абдуллаев, Г. И. Керимов, Ф. А. Ахундов</i>	251
Кайнозойский магматизм Малого Кавказа. <i>Ш. А. Азизбеков, Т. Г. Гаджиев, А. Э. Баиров, М. И. Рустамов</i>	257
Основные черты развития магматизма. <i>Т. Г. Гаджиев</i>	274
Тектоника	286
Положение Азербайджана в общей структуре Кавказа и сопредельных складчатых областей. <i>Э. Ш. Шихалибейли</i>	286
Мегантиклинорий Большого Кавказа. <i>Б. В. Григорьянц, Э. Ш. Шихалибейли, Б. М. Исаяев</i>	290
Куринская межгорная впадина. <i>М. Г. Агабеков, А. В. Мамедов</i>	316
Мегантиклинорий Малого Кавказа. <i>Э. Ш. Шихалибейли</i>	330
Араксинская зона. <i>Ш. А. Азизбеков</i>	349
Талышская зона. <i>Ш. А. Азизбеков</i>	354
Каспийская впадина. <i>А. А. Ализаде, Э. Н. Алиханов, К. А. Исмаилов, И. С. Гасанов</i>	360
Глубинные разломы. <i>Э. Ш. Шихалибейли</i>	367

	Стр.
Поперечные разломы и флексуры Малого Кавказа	377
Неотектоника. <i>М. Г. Агабеков, Ш. А. Азизбеков, Б. А. Антонов, Ф. С. Ахмед- бейли, Б. А. Будагов, Б. В. Григорьянц, А. В. Мамедов, К. А. Исмаилов, М. А. Мусеибов, Н. Ш. Ширинов, Э. Ш. Шихалибейли</i>	382
Грязевой вулканизм. <i>А. А. Якубов, В. А. Горин, Э. А. Буннатзаде</i>	390
Сейсмичность. <i>З. З. Султанова, В. П. Кузнецов, Р. А. Агамирзоев, Э. К. Гюль</i>	404
Геоморфология. <i>Б. А. Антонов, Б. А. Будагов, М. А. Аббасов, М. Д. Гаврилов, Н. Ш. Ширинов</i>	415
Глубинное строение. <i>Г. А. Ахмедов, М. М. Раджабов, Р. М. Гаджиев</i>	430
История геологического развития. <i>Ш. А. Азизбеков, М. Г. Агабеков, Б. В. Гри- горьянц, Э. Ш. Шихалибейли, А. В. Мамедов</i>	441
Список литературы. <i>Р. Р. Агакишибекова, Е. М. Корхова</i>	503
Приложение: схематическая геологическая карта и тектоническая схема АзССР	

Коллектив авторов
ГЕОЛОГИЯ СССР
 Том XLVII
Азербайджанская ССР

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева* Техн. редакторы *В. Л. Прозоровская, В. В. Романова*
 Корректоры *К. И. Савенкова, В. И. Ионкина*

Сдано в набор 29/VI 1972 г. Подписано в печать 16/XI 1972 г. Т-19124.
 Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1+картогр. Печ. л. 32,5+2 л. карт=34,5.
 Усл. печ. л. 48,3 в т. ч. 2 карты Уч.-изд. л. 50 в т. ч. 2,0 карт. Тираж 1200 экз.
 Заказ 532/11344—1. Цена 5 р. 47 к. с картами.

Издательство «Недра». 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
 Ленинградская картфабрика ВАГТ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Управление Совета Министров
Азербайджанской ССР по геологии

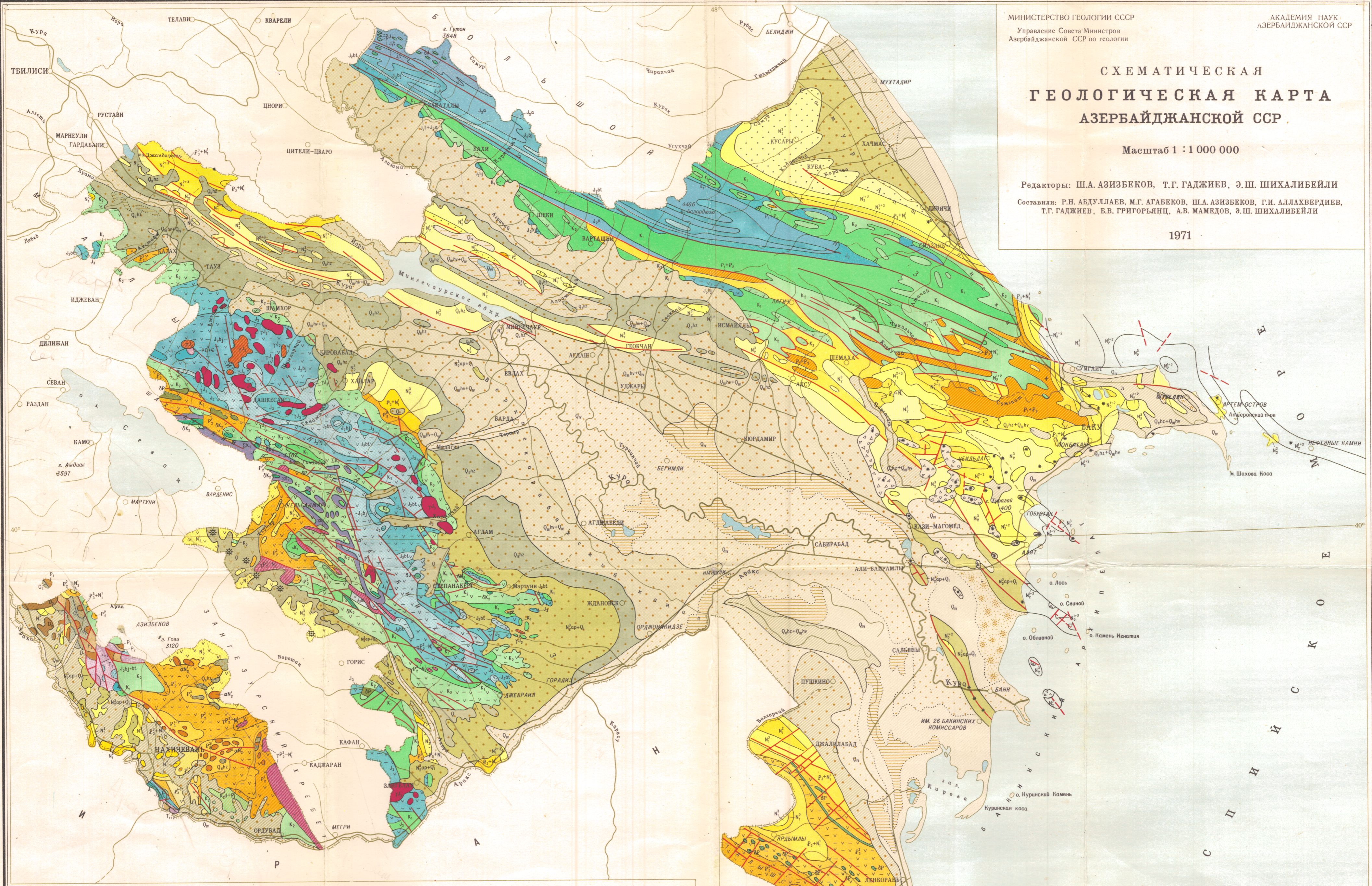
АКАДЕМИЯ НАУК
АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Масштаб 1 : 1 000 000

Редакторы: Ш.А. АЗИЗБЕКОВ, Т.Г. ГАДЖИЕВ, Э.Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ
Составили: Р.Н. АБДУЛЛАЕВ, М.Г. АГАБЕКОВ, Ш.А. АЗИЗБЕКОВ, Г.И. АЛЛАХВЕРДИЕВ,
Т.Г. ГАДЖИЕВ, Б.В. ГРИГОРЬЯНЦ, А.В. МАМЕДОВ, Э.Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ

1971



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

<p>ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> Q Отложения нерасчлененные Q_{IV} Новокавказские слои и современные континентальные отложения Q_{III}hv+Q_{IV} Верхнечетвертичные отложения, казалинский ярус и современные отложения Q_{II}hz+Q_{III}hv Среднечетвертичные отложения, хазарский ярус и верхнечетвертичные отложения, хвалынский ярус Q_{II}hz Среднечетвертичные отложения, хазарский ярус (в зоне Адниоура и нижнечетвертичные отложения, бакинский ярус) N₃ap+Q_I Верхний плиоцен, апшеронский ярус и нижнечетвертичные отложения <p>НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> N₃ Верхний плиоцен N₂ Нижний и средний плиоцен N₁ Нижний плиоцен N₁ Верхний миоцен N₁²⁻³ Средний и верхний миоцен N₁ Средний миоцен 	<p>ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> P₃¹⁻² Нижний и средний олигоцен P₂ Верхний эоцен P₂²⁺³ Средний и верхний эоцен P₂ Средний эоцен P₂ Нижний эоцен P₁+P₂ Палеоцен и эоцен (коунская и сумгайтская свиты) <p>МЕЛОВАЯ-ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> K₂+P₁ Верхний отдел, датский ярус и палеоцен K₂ Верхний отдел K₁ Нижний отдел 	<p>ЮРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ</p> <ul style="list-style-type: none"> J₃ Верхний отдел J₂bt Батский ярус J₂b₁+bt Байосский и батский ярусы J₂b₁ Байосский ярус J₂a Ааленский ярус J₁+J₂a Таврский и ааленский ярусы J₁ Нижний отдел J₁ Таврский ярус <p>ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> T₃ Верхний отдел T₁₊₂ Нижний и средний отделы <p>ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> P₂ Верхний отдел P₁ Нижний отдел 	<p>НАМЕННО-УГОЛЬНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> C₁ Нижний отдел D₃ Верхний отдел D₂ Средний отдел D₁ Нижний отдел P₃+C₁ Донемирий и кембрий zN₂ Раннелигоценные малые интрузии и интрузии андизито-дацитов и дацитов P₂-N₁ Позднеэоценовые - раннемиоценовые гранитоиды gP₂ Палеогеновые габброиды (в Талыше субщельные) gK₂ Позднемиоценовые габброиды gK₂ Позднемиоценовые гипербазиты 	<p>ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ</p> <ul style="list-style-type: none"> Гранитоиды: Позднеюрские гранитоиды, Среднеюрские плагриграниты, Юрские габброиды Глибы верхнеюрских известняков Грязевые вулканы Брекчи грязевых вулканов Центры излияния плиоценовых и антропоценовых вулканов Разрывы: а) достоверные, б) предполагаемые 	<p>ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ НОТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ</p> <ul style="list-style-type: none"> Морская Алловиальные Алловиально-пролювиальные Делювиальные Озерные Эоловые Ледниковые Вулканогенные
---	---	---	--	--	---

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Управление Совета Министров
Азербайджанской ССР по геологии

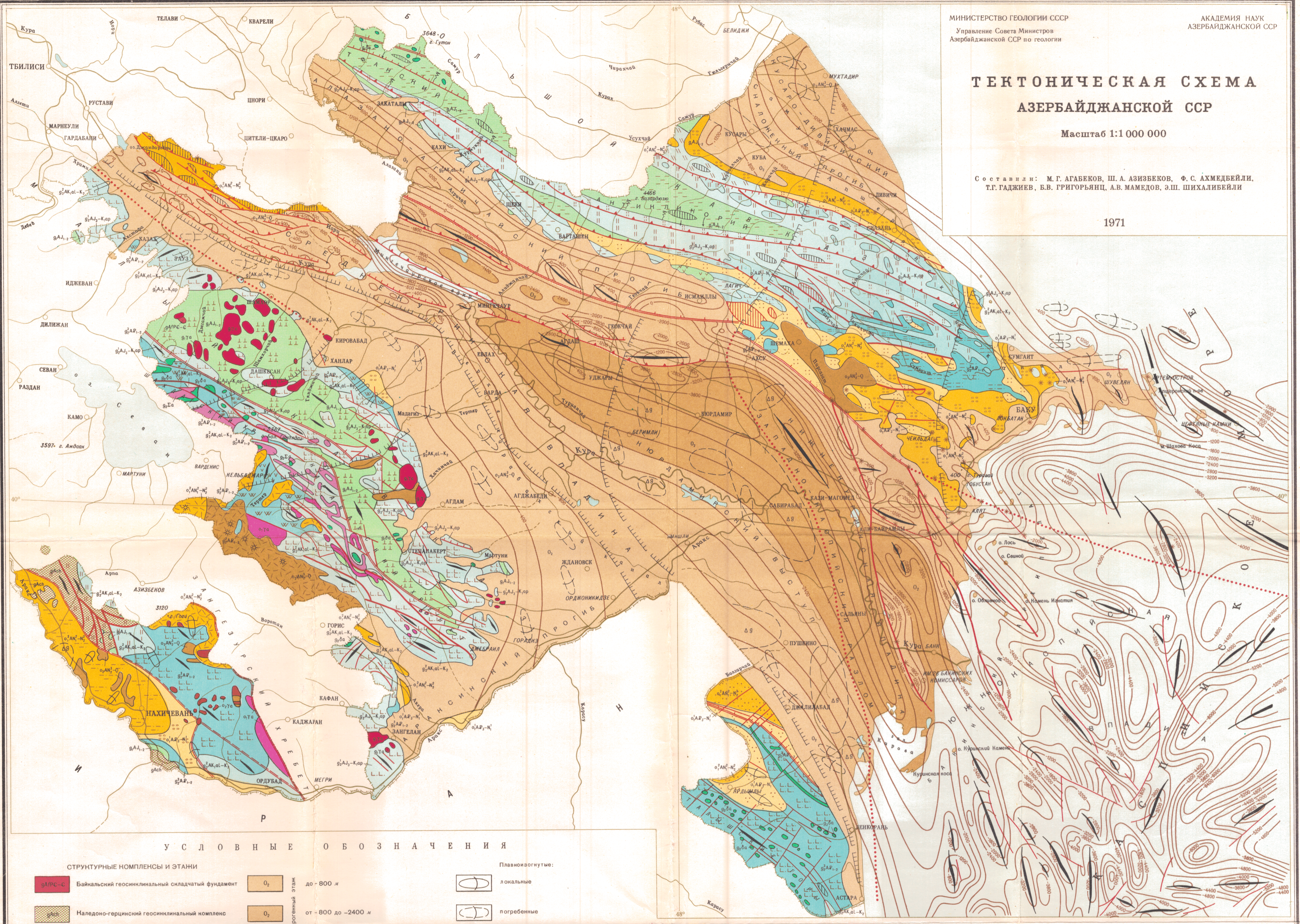
АКАДЕМИЯ НАУК
АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Масштаб 1:1 000 000

Составили: М. Г. АГАБЕКОВ, Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, Ф. С. АХМЕДБЕЙЛИ,
Т. Г. РАДЖИЕВ, Б. В. ГРИГОРЯНЦ, А. В. МАМЕДОВ, Э. Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ

1971



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ЭТАНЫ		Палеозоогенные этаны		РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ		ФОРМАЦИИ		МОЩНОСТИ ФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ СПИЛИТО-НЕРАТОФИРОВОЙ	
$gAPC-C$ Байкальский геосинклинальный складчатый фундамент	O_2 до - 800 м	Разлом глубокого заложения, выраженные на поверхности надвигами и взбросами	gA_{2-2} Раннегеосинклинальный этап	Разлом глубокого заложения, выраженные на поверхности сбросами	Глинистая асидиная	gA_{2-2} Раннегеосинклинальные альпийские основные	Спильито-нератофировая	до 1000 м	
gA_{1-1} Наледоно-герцинский геосинклинальный комплекс	O_2 от - 800 до -2400 м	Погребенные разломы	ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАН	Надвиги и взбросы с амплитудой в тысячи метров	Вулканогенно-осадочная	gA_{2-2} Раннегеосинклинальные альпийские гранитоиды	Моляссовая грубообломочная	1000-2500 м	
gA_{2-2} Альпийский геосинклинальный подномпленис	O_2 глубине - 2400 м	Надвиги и взбросы с амплитудой в сотни метров (штрихи показывают направление падения поверхности смещения)	gA_{1-1} Нижний подэтап	Сбросы с амплитудой в тысячи метров	Карбонатная (рифогенная)	gA_{2-2} Раннегеосинклинальные альпийские гранитоиды	Моляссовая мелкообломочная	2500-5000 м	
gA_{2-2} Позднегеосинклинальный этап	СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	Сбросы с амплитудой в сотни метров	gA_{1-1} Средний подэтап	Флексуры погребенные	Вулканогенный флиш	gA_{2-2} Позднегеосинклинальные альпийские ультраосновные	Терригенный флиш	свыше 5000 м	
gA_{2-2} Альпийский орогенный подномпленис	gA_{1-1} Оси крупных антиклинальных складок	Зона развития кливана	gA_{1-1} Верхний подэтап	Направление перемещения покровов и вергентность складок	Порфиритовая	gA_{2-2} Позднегеосинклинальные альпийские основные	Интрузивные образования	ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ	
gA_{2-2} Раннеорогенный этап	gA_{1-1} Погребенные поднятия	Теннонические пороги	gA_{1-1} Позднеорогенный этап	gA_{1-1} Изогипсы по подошве анчагыла	Центры излияния четвертичного вулканизма	gA_{2-2} Раннеорогенные альпийские гранитоиды	Гранитные вулканы	Гранитные вулканы	
gA_{2-2} Нижний подэтап	ТИПЫ СКЛАДОВ	Центры излияния четвертичного вулканизма	gA_{2-2} Чешуйчатые	gA_{1-1} Чешуйчатые	Центры излияния четвертичного вулканизма	gA_{2-2} Изокилинальные	Гранитные вулканы	Гранитные вулканы	
gA_{2-2} Раннеорогенный этап	gA_{1-1} Изокилинальные	Гранитные вулканы	gA_{1-1} Структурные носы гемантиклиналей	gA_{1-1} Структурные носы гемантиклиналей	Гранитные вулканы	gA_{2-2} Структурные носы гемантиклиналей	Гранитные вулканы	Гранитные вулканы	

