

М. Ф. МИРЧИНК, А. М. ШУРЫГИН

**ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ  
ТРЕТИЧНЫХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОГРУЖЕНИЯ  
КАВКАЗА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

М. Ф. МИРЧИНК, А. М. ШУРЫГИН

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ  
ТРЕТИЧНЫХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОГРУЖЕНИЯ  
КАВКАЗА

394



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1972

Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа, Мирчинк М.Ф., Шурьгин А.М. М., "Наука", 1972 г.

Рассматриваются вопросы стратиграфии, тектоники и соотношения третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. Основными факторами, определяющими современную структуру района, являются движения продольных тектонических блоков и процессы отслаивания стратиграфических толщ по наиболее пластичным отложениям. Таблиц 2. Библ. 100 назв. Иллюстраций 37.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР М.Ф. Мирчинк

2-9-2  
1972-№638



## ВВЕДЕНИЕ

Перспективы нефтегазоносности Апшеронского полуострова и прилегающих к нему с запада районов Юго-Восточного Кавказа сейчас в значительной мере связывают с мезозойскими отложениями. Активные нефтепроявления в меловых отложениях Кобыстана и Прикаспийского района и эксплуатация месторождений Сиазанского района показали, что поиски залежей нефти в мезозойских отложениях могут оказаться перспективными на значительной части этой территории.

Чрезвычайная сложность тектонического строения района затрудняет проведение поисковых работ. Различные размеры, форма и простирание складок, осложненных разными по характеру и амплитуде разрывами, насыщенность разреза локальными перерывами и несогласиями — все это отражает сложную историю развития региона, располагающегося на стыке двух крупных структурных элементов: мегантиклинория Большого Кавказа и впадины Каспия.

Одним из узловых и нерешенных окончательно вопросов тектоники юго-восточного погружения Кавказа является вопрос о соотношениях меловых и третичных отложений. Этот вопрос имеет не только научный интерес. На Апшеронском полуострове, в Центральном и Южном Кобыстане меловые отложения перекрыты мощным покровом третичных отложений. Строение третичного чехла известно. Для рационального направления поисков меловых структур важно знать, в какой мере строение третичных отложений повторяет строение меловых. Вряд ли здесь можно ожидать полного соответствия. В 1935 г. М. Ф. Мирчинк высказал предположение о региональной дисгармонии меловых и третичных отложений, которая возникла при скольжении третичных пород на юго-запад. В. Е. Хаин (1945) указал на несоответствие структурных планов меловых и третичных отложений в Прикаспийско-Кубинском районе. Б. В. Григорьянц (1955), анализируя геофизические материалы, пришел к выводу о плановом несогласии меловых и третичных пород на Апшеронском полуострове.

К западу от Апшеронского полуострова, в Северном Кобыстане, меловые отложения выходят на дневную поверхность, и их соотношения с третичными образованиями можно изучать в обнаже-

ниях. Выводы, полученные в результате изучения этого района, могут быть непосредственно применены при поисках меловых структур в Северном и Центральном Кобыстане, а общие закономерности должны оказаться весьма характерными для всей Апшеронской нефтеносной области. Именно по этим соображениям был выбран этот район.

В ходе работ были детально изучены некоторые вопросы стратиграфии и тектоники района. Необходимость изучения стратиграфии определилась тем, что на рубеже мела и палеогена имело место интенсивное складкообразование, в значительной мере предопределившее современную структуру меловых отложений. Положение и амплитуда поднятий того времени отразились на глубине предпалеоценового размыва. На изменение глубины размыва указывали М. Ф. Мирчинк (1935), В. Е. Хаин (1950), А. Н. Шарданов, Б. В. Григорьянц, В. М. Мурадян (1955) и др. Однако изучение предпалеоценового размыва велось указанными исследователями на основе стратиграфической схемы, разработанной в основном в 20–30-х годах для целей одноверстной съемки и являвшейся грубой для специальных исследований.

Поэтому первая задача, стоявшая при разработке темы, — это детализация стратиграфии верхов мела, наблюдения предпалеоценовых несогласий и реконструкция плана предпалеоценового складкообразования. Сравнение предпалеоценовой складчатости с более поздними движениями дает возможность установить основные закономерности соотношений планов меловых и третичных структур.

Для выяснения соотношения мелового и третичного комплексов в разрезе необходимо детальное изучение морфологии складок, зависимости ее от возраста и состава отложений, от положения в общей структуре, выявление основных закономерностей механизма складкообразования. Решение этих вопросов дает возможность подойти к проблеме корней складок, к прогнозированию структур на глубине. Для территории Кобыстана составлена геологическая карта масштаба 1:50 000. Наиболее перспективные участки покрыты инструментальной съемкой масштаба 1:25 000, на них проведено поисково-съемочное бурение. Однако имеющиеся материалы не могли служить основой для глубокого анализа морфологии структур. Во-первых, картирование проводилось на той же стратиграфической основе, что и одноверстная съемка, поэтому на карте геологические границы обрисовывают лишь крупные структуры, а их внутреннее строение остается неясным. Во-вторых, при общих съемочных работах не изучаются многие детали строения (мелкие складки и разрывы в ядрах антиклиналей, характер деформации пород вблизи разрывов и т.д.), имеющие большое значение для понимания механизма образования складок, а следовательно, для представления об их эволюции на глубине.

Вторая задача, стоявшая перед авторами, — это детальное изучение морфологии структуры, складок и разрывов разных порядков и их пространственной связи.

Полевое изучение тектоники Северного и Центрального Кобьстана проводилось с 1960 г. А. М. Шурыгиным. Работы выполнялись под руководством М. Ф. Мирчинка. В работах 1962-1963 гг. принимал участие В. И. Макаров, в работах 1963-1964 гг. участвовали Э. П. Радионова и В. А. Селиверстов. А. М. Шурыгиным охарактеризованы основные элементы структуры юго-восточного погружения Кавказа, описаны методика работ, стратиграфия баррем-палеоценовых отложений, оползневые процессы и закономерности развития структуры, а также тектоника и соотношения меловых и третичных структур. Э. П. Радионова принимала участие в описании кампан-палеоценовых отложений. В. А. Селиверстовым описаны эоцен-плиоценовые отложения.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО  
ПОГРУЖЕНИЯ КАВКАЗА

Тектонике Большого Кавказа посвящено большое количество работ, среди которых следует отметить исследования М. М. Тетяева (1938), В. В. Белоусова (1939), В. П. Ренгартена (1941), К. Н. Паффенгольца (1959), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963). Авторы подробно рассматривают строение Кавказа в целом и положение его юго-восточного погружения в общей структуре.

Ряд работ посвящен подробному рассмотрению тектоники Юго-Восточного Кавказа. На мелкомасштабной карте этого региона выделяется несколько широтных продольных полос, сложенных отложениями различного возраста: древние юрские отложения осевой части поднятия последовательно сменяются более молодыми (до четвертичных) при движении на север, к Кусарской низменности, и на юг, к Куринской низменности. Именно эти полосы были приняты И. М. Губкиным (1934) за основные элементы внутренней структуры Юго-Восточного Кавказа. И. М. Губкин выделил полосу Главного Кавказского антиклинала, одну полосу на его северном крыле и две - на южном. Отдельно был выделен Апшеронский полуостров, расположенный на продолжении полос южного крыла (табл. 1).

М. Ф. Мирчинк (1935) и В. В. Вебер (1939) придерживались тех же принципов районирования; широкие полосы развития разновозрастных пород они именовали "зонами".

В. Е. Хаин (1950, 1952) предложил схему районирования, основанную на классических представлениях о пликативном строении складчатых сооружений, где основными элементами являются чередующиеся антиклинории и синклинории. Более крупную структуру Большого Кавказа В. Е. Хаин назвал мегантиклинорием. Однако во многих случаях представления о пликативной природе структуры оказались неприемлемыми. Часто два синклинория соприкасались без разделяющего их антиклинория или антиклинорий оказывался структурой более мелкого порядка, чем синклинорий.

А. М. Шурыгин (1958-1962) показал, что погружение пород от осевой части мегантиклинория на север и юг происходит скачкообразно, уступами в виде флексур или разломов. Между продольными уступами располагаются участки, где зеркало складчатости остается на одном уровне. Такие участки А. М. Шурыгин назвал "ступенями". Ступени А. М. Шурыгина в общем отвечают "полосам"

## Сопоставление схем тектонического районирования юго-восточного погружения Кавказа

И.М.Губкин (1934)		М.Ф.Мирчинк (1935)	В.В.Вебер (1939)	В.Е.Хаин (1950, 1952)		А.М.Шурыгин (1958-1962)	
		Прибрежная зона		Предкавказский мегасинклиний	Кусаро-Дивичинский синклиний	Кусарская ступень	
Складчатая зона Главного хребта	Складчатая полоса Шахдага	Зона Главного хребта	Зона северного склона Главного поднятия	Кавказа	Антиклинорий Центрального поднятия	Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий	Конагкендская ступень
	Складчатая полоса Главного Кавказского антиклинала				Шахдаго-Хизинский синклиний		
					Тфанский антиклинорий		
Складчатая зона юго-восточного погружения Главного хребта	Северный Кобыстан	Зона Северного Кобыстана	Зона южного склона Главного поднятия	Большого	Южное крыло мегантиклинория Большого Кавказа	Закатало-Ковдагский синклиний	Бабадагская ступень
	Полоса долины р.Сумгаит					Шемахино-Кобыстанский синклиний	Ковдагская ступень
	Центральный Кобыстан Южный и Центральный Кобыстан	Зона Центрального и Южного Кобыстана	Зона предгорных поднятий			Ленгибизо-Алятский антиклинорий	Зона Центрального и Южного Кобыстана
	Апшеронский полуостров	Зона Апшеронского полуострова	Зона юго-восточного погружения			Западный Апшеронский антиклинорий и Восточный Апшеронский синклиний	Апшеронская зона
				Мегантиклинорий		Прикаспийская зона	

и "зонам" И. М. Губкина, М. Ф. Мирчинка и В. В. Вебера. Выделение ступеней отражает складчато-глыбовое строение этого региона.

Самой северной из них является крупная **К у с а р с к а я** **с т у п е н ь**, отвечающая Кусарской низменности. Она сложена на поверхности полого лежащими плиоцен-четвертичными отложениями (рис. 1). С юга ступень ограничивается крупным разрывом, по которому на третичные отложения надвинуты нижнемеловые и юрские. В западной части этот разрыв известен под названием Казмакрызского надвига, в восточной - Сиазанского. На западе плоскость разрыва пологая, на востоке - крутая. Южнее расположена **К о н а г к е н д с к а я** **с т у п е н ь**, в западных приподнятых краях которой выходят юрские отложения, а прогнутая средняя часть выполнена нижним мелом. С юга Конагкендская ступень ограничена Малкамудской флексурой, переходящей на восток в Гермианский надвиг. Далее на юг следуют преимущественно нижнемеловые породы **Б а б а д а г с к о й** **с т у п е н и**. По разрыву, осложняющему Гуздучайскую флексуру, они надвинуты на верхнемеловые породы **К о в д а г с к о й** **с т у п е н и**. Эти породы по Зангинскому надвику на западе и Герадильскому надвику на востоке контактируют с третичными образованиями, выполняющими Лагичский синклиний на западе и слагающими зону Центрального и Южного Кобыстана на востоке. Последняя, вероятно, состоит из нескольких ступеней, выраженных нечетко; на западе ей отвечает по простиранию, кроме Лагичского синклинория, Вандамский антиклинорий, сложенный преимущественно меловыми породами. По Алятскому надвику породы палеогена и миоцена Южного Кобыстана надвинуты на плиоценовые образования **К у р и н с к о й** **с т у п е н и**.

Меловые и палеогеновые породы Юго-Восточного Кавказа, смятые в субширотные складки, погружаются на восток под плиоценовые отложения Апшеронского полуострова и образуют **А п ш е р о н с к у ю** **з о н у**.

Южная часть Апшеронской зоны опущена значительно ниже северной. Полоса погружений протягивается дальше на юго-запад вдоль побережья Каспия, накладываясь на структуры Центрального и Южного Кобыстана. Здесь появляются складки юго-западного простирания, параллельные берегу Каспия и образующие в сочетании со складками юго-восточного простирания своеобразные кольцевые антиклинали. Эту зону можно назвать **П р и к а с п и й с к о й**.

Таковы крупные элементы тектоники юго-восточного погружения Кавказа. Структуры меньших размеров - складки - по форме и положению существенно различаются в разных частях района. В западных частях Конагкендской, Бабадагской и Ковдагской ступеней развита полная складчатость, в первой ступени сравнительно симметричная, во второй - опрокинутая на юг и в третьей - изоклинально-чешуйчатая. На линии Конагкенд-Хильмили полная складчатость сменяется гребневидной. Изменение формы складок сопровождается увеличением их размеров: многочисленные мелкие

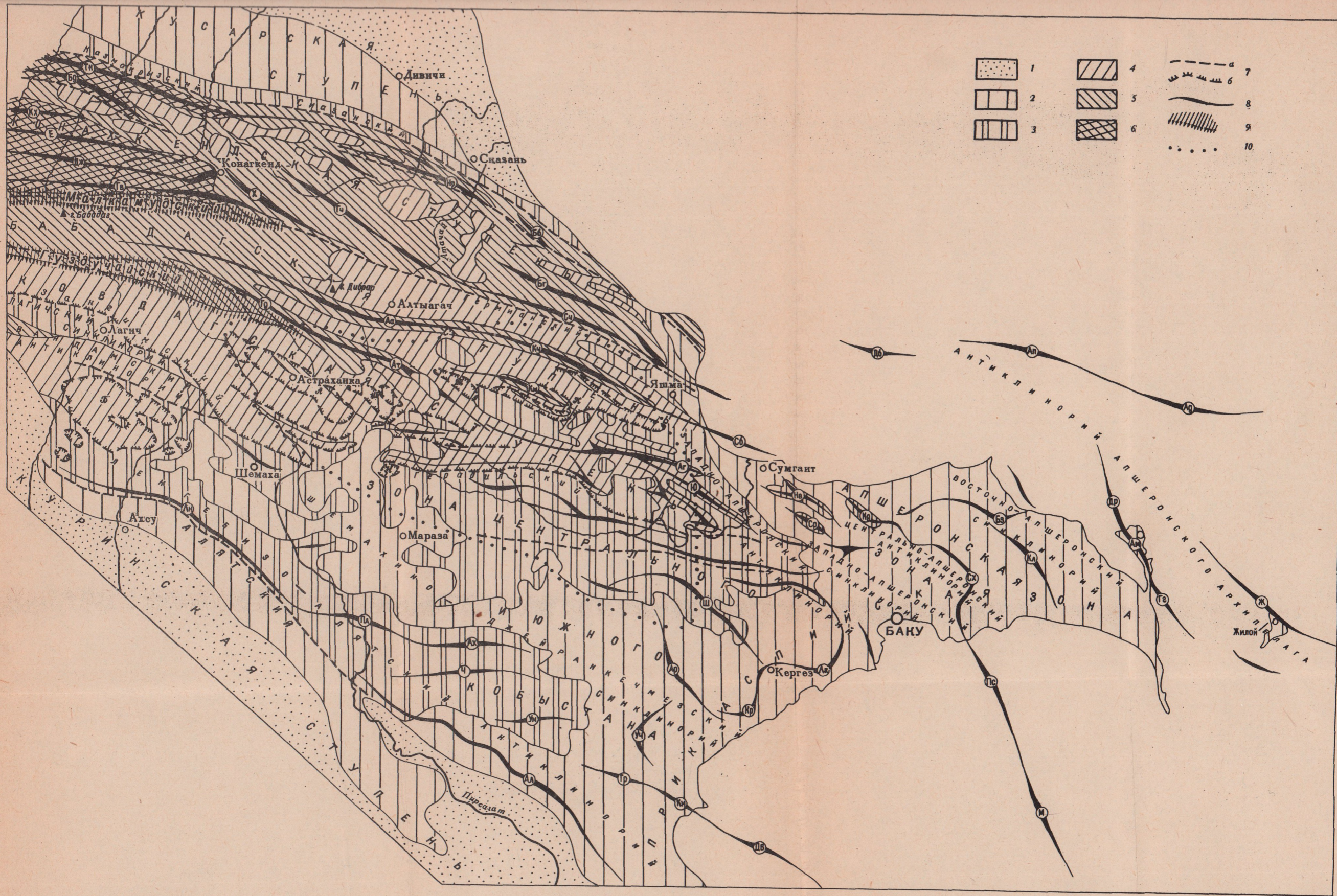


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточного погружения Кавказа.  
Составил А. М. Шурыгин

1 - голоцен; 2 - плиоцен и плейстоцен; 3 - палеоцен-миоцен;  
4 - верхний мел; 5 - нижний мел; 6 - юра; 7 - разрывы: а - кру-  
тые, б - пологие - надвижки и поверхности скольжения покровов:  
А - Астраханского, Б - Баскальского, К - Кемисдагского, Н - На-  
бурского, Т - Тударского, Ш - Шихлярского; 8 - оси крупных ан-  
тиклиналей: Аа - Алтыгагачской, Аг - Агбурунской, Ад - банки Анд-  
риевского, Ал - Алятской гряды, Ам - о. Артема, Ап - банки Ап-  
шеронской, Ар - Анартской, Ат - Алаташской, Ах - Ахтырминской,  
Бб - Бешбармакской, Бг - Бегимдагской, Бд - Будугской, Бз - Бу-  
зовнинской, Гв - Горячих вод, Гг - Гюргянской, Гд - Гуздучайской,

Гч - Гильгильчайской, Дб - о. Два брата, Дв - о. Дуванного,  
Дж - Джиминской, Др - банки Дарвина, Е - Ерфинской, Ж - о. Жи-  
лого, Кд - Кюрдаханинской, Кл - Калинской, Км - Кемчинской,  
Кн - Кянизадагской, Кр - Карадагской, Кх - Кархунской, Кч - Кур-  
качидагской, Лк - Локбатанской, Лн - Ленгебизской, М - банки Ма-  
р-карова, Нв - Новханинской, Нр - Нардаранской, Пл - Палатлинской,  
Пс - о. Песчаного, Сб - Сарыкаябашинской, Ср - Сарайнской,  
Сх - Сурханинской, Сч - Ситалчайской, Тн - Тенгинской, Тр - То-  
ургчайской, Ум - Умбакинской, Уч - Учтапинской, Х - Хашинской,  
Ч - Чаильской, Ш - Шихзагирлинской, Ю - Юнусдагской; 9 - флек-  
суры; 10 - граница района, изображенного на приложении

складки на западе сменяются несколькими крупными складками на востоке. Еще восточнее, при приближении к Апшеронской зоне, складки постепенно теряют линейный характер: появляются поперечные структуры, разбивающие антиклинали на брахиантиклинали, а синклинали — на мульды. Такое же нарушение пространств и линейности складок происходит южнее, в зоне Центрального и Южного Кобыстана.

Район наших исследований охватывает восточные части Бабадагской и Ковдагской ступеней, прилегающую к ним территорию Апшеронской зоны и северную часть зоны Центрального и Южного Кобыстана. Именно здесь происходят существенные изменения в структуре: сглаживание ступеней, смена линейной складчатости прерывистой, изменение простираения складок. Сложность тектоники этого района обусловлена расположением его на стыке разноориентированных и, как будет показано ниже, разновозрастных складчатых зон.

МЕТОДИКА РАБОТ

Изучение вопроса о соотношении меловых и третичных пород потребовало от нас детализации стратиграфии и тектоники района.

## ИЗУЧЕНИЕ СТРАТИГРАФИИ

Свиты мелового флишевого разреза, выделенные И. М. Губкиным, М. Ф. Мирчинком и другими исследователями, имеют мощность 300–700 м каждая и являются хорошей основой для среднemasштабных геологических исследований. Трудности дальнейшей детализации стратиграфической шкалы вызваны однородностью пород, образующих флишевое переслаивание, типы которых почти не изменяются от подошвы свиты к кровле. Флишевый характер разреза позволил использовать в качестве стратиграфического признака характер флишевого чередования (мощности ритма и его элементов).

Методика изучения ритмичности флишевых толщ подробно описана Н. Б. Вассоевичем (1948, 1951) и С. Л. Афанасьевым (1960). Фактическим материалом являются послойные описания разрезов. Нами был описан ряд разрезов в различных частях района. Первым этапом обработки описаний было составление ритмограмм по способу, предложенному Н. Б. Вассоевичем и С. Л. Афанасьевым. Вопреки ожиданиям, на ритмограммах сопоставлялись с трудом даже те границы, которые уверенно различались при картировании. Очевидно, причина заключалась в фациальной изменчивости отложений.

Однако послойные описания дали возможность выделить в разрезе пачки, отличающиеся характером флишевого чередования, т.е. изменением мощности как ритма, так и первого элемента ритма (I э.р.). Среди I э.р. обычно существует несколько (два-три) статистически преобладающих мощностей слоев, причем маломощные слои наблюдаются гораздо чаще, чем мощные. Эта закономерность отражает наличие в разрезах ритмичности разного порядка, что отмечалось еще Н. Б. Вассоевичем. Более того, первые элементы ритма разного порядка различаются и по составу: более мощные слои представлены более грубыми разностями, чем менее мощные.

Таким образом, для каждой из выделенных пачек можно было указать, во-первых, мощности статистически преобладающих I э.р. и, во-вторых, средний интервал, через который встречается в раз-

резе эта разновидность I э.р. Третьим признаком является окраска II э.р., которая обычно определяет общий тон пачки. Эти три признака выделены при составлении стратиграфических колонок кампан-палеоценовых отложений (см. рис. 3,6,10). Штриховка колонок соответствует естественной окраске пород, определяемой в основном окраской II э.р. Справа от колонки вертикальными линиями изображены статистически преобладающие типы I э.р., причем толщина линии условно отражает мощность I э.р., а расстояние линии от колонки соответствует в логарифмическом масштабе среднему расстоянию, через которое встречаются в разрезе эти типы I э.р.

## ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТониКИ

Основой для изучения тектоники явилось картирование в одноверстном масштабе, проводившееся И. М. Губкиным, М. Ф. Мирчинком, В. В. Вебером, С. Ф. Федоровым, З. А. Мишуниной, Н. С. Шатским. Эти работы заложили основные представления о тектонике района, остающиеся справедливыми до сих пор. Тогда же наметился круг дискуссионных вопросов, не решенных однозначно до настоящего времени. Так, существуют различные представления о природе основной закономерности строения гребневидных складок — об уменьшении мощности свит при движении от ядра синклинали к ядру антиклинали. И. М. Губкин (1934) объяснял это явление активным диапиризмом в ядрах антиклиналей. М. Ф. Мирчинк (1935) считал рост антиклиналей результатом выдавливания пластичных свит в ядрах под воздействием бокового сжатия. Н. С. Шатский (1951) предполагал, что уменьшение мощности свит происходило при конседиментационном росте антиклиналей. Впоследствии в литературе долгое время дискутировался вопрос о роли диапировых явлений. С. Ф. Федоров (1939), С. М. Апрезов (1947 г.), В. Е. Хаин (1948) и В. А. Горин (1946) поддерживали представление о диапировой природе складок, а М. Г. Агабеков, Ш. Ф. Мехтиев считали это представление неверным. Но дискуссия не могла решить вопрос, так как авторы базировались в основном на старых материалах.

В послевоенные годы на ряде участков Т. А. Горшениным, Ф. А. Широным, Б. В. Григорьянцем, И. П. Жабревым, И. И. Кривенковым была проведена инструментальная съемка в масштабе 1:25 000. Она уточнила положение ряда геологических границ и их характер, но принципиально новых материалов не дала, так как проводилась без детализации стратиграфической схемы.

Детализация разреза и картирование выделенных подсвит дали возможность нам выяснить внутреннюю тектонику крупных антиклиналей и синклиналией. Детальное изучение морфологии структур было достигнуто сочетанием маршрутных наблюдений с работой над аэрофотоснимками, впервые примененными при изучении геологии Кобыстана. Прекрасная обнаженность дает возможность с фотографической точностью воспроизвести детали складчатой струк-

туры на значительной части территории. Даже в тех случаях, когда породы прикрыты маломощным четвертичным чехлом рыхлых пород, структурные линии коренных отложений как бы просвечивают через него. Аэрофотоснимки оказали большую помощь при выявлении оползней, широко развитых на западе, а также при оценке наклона многих разрывов.

Составленная нами карта не является кондиционной, так как густота маршрутов определялась не кондициями, а тектоникой и условиями обнаженности. Так, на участках с простым строением крупные и выдержанные по простиранию структуры при условиях хорошей обнаженности могут быть изучены редкими пересечениями. Например, для изучения восточной части Юртандагской антиклинали достаточно было делать маршруты вкрест простирания через 5-6 км. При изучении плохо обнаженных участков Северо-Западного Кобыстана, где развиты сложные мелкие чешуйчатые структуры, надо было проходить маршруты через 100-200 м. В большинстве случаев расстояние между маршрутами составляло около километра. Границы свит и пачек можно было благодаря расчленению рельефа проследить на 300-600 м в обе стороны от линии маршрута.

Много интересных данных удалось получить при анализе материалов структурно-картировочного бурения. В тех случаях, когда разбуренная площадь располагалась на участке с простым тектоническим строением и отложения, пройденные скважинами, резко различались по составу, мы использовали отбивки, сделанные геологами при бурении. Если тектонические условия были сложными и расшифровка данных бурения вызывала сомнение, то приходилось интерпретировать разрезы скважин и каротажные диаграммы с учетом маршрутных материалов. Так, нами были просмотрены разрезы всех скважин площадей Астраханка и Хильмили.

В результате маршрутного изучения структуры, дешифрирования аэрофотоснимков и использования данных бурения составлена геологическая карта Северного и Центрального Кобыстана в масштабе 1:25 000 (см. приложение).

СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В Северном и Центральном Кобыстане распространены отложения от барремского до апшеронского яруса. В результате исследований эти отложения разделены на ряд свит, обычно легко разделяемых и картируемых. Ниже приводится описание разреза по свитам. При этом основное внимание обращается на те стороны их стратиграфической характеристики, которые дают возможность выяснить палеотектонические условия осадконакопления, понять историю формирования структуры района. Общеизвестными методами таких исследований являются метод фаций, метод мощностей.

Палеотектонические условия осадконакопления в рассматриваемом районе могут быть правильно поняты лишь при учете данных по смежным территориям, поэтому наряду с изложением результатов наших наблюдений дается краткая характеристика (по литературным данным) соответствующих отложений на более широкой площади. В связи с этим схемы фаций и мощностей, приведенные ниже, составлены на большую территорию, чем площадь, изученная нами в маршрутах.

Стратиграфическая схема рассматриваемого района была разработана в основном И. М. Губкиным (1914–1916), М. Ф. Мирчинком (1932) и Н. Б. Вассоевичем (1931, 1932 и др.). А. М. Шурыгиным был детализирован разрез сенонских и датских отложений: ранее выделенные в них свиты расчленены на подсвиты. В результате стратиграфическая схема имеет следующий вид:

Халчайская свита	$Cr_1b + ar_1$
Ханагинская, алтыгагачская и кюлюлинская свиты	$Cr_1ar_2 + al$
Кемшдагская свита	$Cr_2cp + t_1$
Свита кемчи	$Cr_2t_2 + cp$
Нижняя подсвита юнусдагской свиты	$Cr_2st$
Верхняя подсвита юнусдагской свиты	$Cr_2cp_1$
Нижняя подсвита агбурунской свиты	$Cr_2cp_2$
Верхняя подсвита агбурунской свиты	$Cr_2m_1$
Нижняя подсвита ильхидагской свиты	$Cr_2m_2$
Средняя подсвита ильхидагской свиты	$Cr_2d_1$
Верхняя подсвита ильхидагской свиты	$Cr_2d_2$
Нижняя подсвита сумгаитской свиты	$Pg_1^1$
Верхняя подсвита сумгаитской свиты	$Pg_1^2$

Нижняя подсвита коунской свиты  $Pg_2^1$   
 Средняя подсвита коунской свиты  $Pg_2^2$   
 Верхняя подсвита коунской свиты  $Pg_2^3$   
 Майкопская свита  $Pg_3 + N_1^1$   
 Диатомовая свита  $N_{2+3}^1$   
 Понтический ярус  $N_{2fp}^1$   
 Продуктивная свита  $N_{2pr}$   
 Акчагыльский ярус  $N_{2ak}$   
 Апшеронский ярус  $N_{2ap}$

Из четвертичных отложений рассматриваются оползневые, так как они широко развиты в Северо-Западном Кобыстане.

## НИЖНИЙ МЕЛ

### Баррем и нижний апт. Халчайская свита

Халчайская свита была выделена М. Ф. Мирчинком (1935) из "терebrатуловых слоев" К. И. Богдановича (1906) и отнесена к баррему - апту (К. И. Богданович считал возраст "терebrатуловых слоев" сеноманским). З. А. Мишунина (1932) доказала гетериев-баррем-аптский возраст свиты, назвав ее "свитой нижних серых глин". В. Е. Хаин (1937) и Н. Б. Вассоевич (1940б) из халчайской свиты М. Ф. Мирчинка выделили кайтарскую свиту, по объему отвечающую готериву, так что собственно халчайская свита отвечает баррем-апту. Возраст этих отложений был подтвержден находками А. Г. Халилова (1964).

Ранее аптский возраст септариевого горизонта и барремский возраст остальной части свиты был установлен по фаунистическим находкам, сделанным З. А. Мишуниной, В. Е. Хаиным, Н. Б. Вассоевичем.

Халчайская свита обнажается в ядрах Куркачидагской, Кемчинской и Алаташской антиклиналей Бабадагской ступени, а также в системе Астраханских покровов. Свита сложена зеленовато- и оливково-серыми глинами с редкими и тонкими (1-5 см) прослоями алевролитов и мергелей, серых, на выветрелой поверхности желтовато-серых. В септариевом горизонте появляются каравеобразные септарии мергелистого и мергелисто-известкового состава; размер септарий в верховьях р. Ангеланчай достигает 1,5 м.

В ядре Кемчинской антиклинали в верхней части свиты мы наблюдали два прослоя конгломерата, который состоит из хорошо- и среднеокатанных обломков размером 0,5-50 см. В составе обломков преобладают светлые красноватые известняки "лузитанского" и "титонского" типов. Кроме того, в конгломератах существенную роль играют обломки экзотических пород: зеленых кварцевых песчаников, светлых кварцитов и железистых кварцитов, сильно выветрелых. Обломки сцементированы зеленовато-серым карбонатно-гли-

нистым материалом. Мощность каждого прослоя конгломерата достигает 10 м. Верхний прослой расположен на 50 м ниже кровли свиты, нижний — на 50 м ниже верхнего. Кварциты и кварцевые песчаники, присутствующие в обломках, могут быть аналогами кварцитов и песчаников, описанных В.Н. Крестниковым и В.Н. Робинсоном (1955) в базальных конгломератах нижеюрских сланцев, лежащих на породах палеозоя.

Севернее конгломераты нами не были встречены, что позволяет сделать вывод о приносе обломков с юга. Вероятно, суша располагалась где-то в пределах Центрального или Южного Кобыстана. На близость суши, с которой сносился обломочный материал, указывает также плохая отсортированность псефитов, которую отмечают А.Г. Алиев и Э.А. Даидбекова (1955).

Максимальная мощность баррема и нижнего апта в скважине у разъезда Ситалчай равна 1200 м, причем на долю нижнего апта приходится около 300 м. Видимая мощность баррема — нижнего апта в Гуздучайской антиклинали 600–700 м.

### Верхний апт и альб, Ханагинская, алтыгачская и кюлюлинская свиты

Ханагинская и кюлюлинская свиты были выделены также М.Ф. Мирчинком (1931); первая из них по объему примерно соответствует "актинокамаксовому горизонту" К.И. Богдановича (1906). Н.Б. Вассоевич (1938), разделив ханагинскую свиту на две части, оставил за нижней название ханагинской, а верхнюю назвал алтыгачской свитой.

Указанные отложения выходят на крыльях тех же антиклиналей Бабадагской ступени, а также в системе Астраханских покровов.

Ханагинскую свиту почти во всех обнажениях можно разделить на две пачки. Нижняя пачка сложена чередующимися зелеными, зеленовато-серыми и лиловыми некарбонатными глинами с тонкими прослоями песчаников, часто марганцовистых. В.Е. Хаин указывает, что в разрезах Шураабада имеются прослой гравелитов. Верхняя пачка состоит из кирпично-красных некарбонатных глин с прослоями светлых зеленоватых, иногда розовых мергельных глин. Многочисленные находки белемнитов (Вассоевич, 1951) дают возможность отнести свиту к верхнему апту.

Мощность ханагинской свиты около 100 м, выделенные пачки имеют мощность около 50 м каждая. Изменение в мощности зависит от тектонических причин: чрезвычайно пластичные глины выжимаются на одних участках и нагнетаются на других.

Алтыгачская свита сложена чередующимися некарбонатными малиновыми, темно-красными глинами и светлыми мергелистыми глинами зеленовато-серого и зеленого цвета. Н.Б. Вассоевич (1938) разделил свиту на три горизонта: в нижнем преобладают

светлые глины, в среднем — красные, в верхнем они находятся примерно в равных соотношениях. Фаунистические находки, список которых приводится Н. Б. Вассоевичем (1951), позволяют отнести свиту к раннему и среднему альбу.

Мощность свиты испытывает сильные вторичные изменения, составляя в среднем 50 м.

Кюлюлинская свита обычно делится на два горизонта: кюлюлинских песчаников и ауцеллиновый. Кюлюлинские песчаники четко выделяются во всех разрезах, где они присутствуют. Ауцеллиновый горизонт может быть выделен лишь в разрезах с хорошей обнаженностью. В остальных случаях его практически трудно отделить от пород вышележащей кемишдагской свиты, поэтому при картировании ауцеллиновый горизонт отнесен нами к кемишдагской свите.

Горизонт кюлюлинских песчаников сложен переслаивающимися тонкозернистыми песчаниками и алевролитами, светло-серыми, известковистыми, образующими слои по 0,5–2 м, и мергельными глинами светло-зеленого, иногда красного цвета, образующими обычно более мощные слои.

В. А. Гроссгейм (Гроссгейм, Ханн, 1963), исследовавший кюлюлинский горизонт, указывает, что в южном направлении увеличиваются грубозернистость песчаников и мощность, достигающая у сел. Кюлюлю 100 м. Эти данные свидетельствуют о южном происхождении обломочного материала. К такому же выводу приходим мы, анализируя распространение песчаников в Северо-Западном Кобыстане: они присутствуют на южном крыле Гуздучайской антиклинали и отсутствуют на северном; разрез Астраханского покрова, сорванного со свода Гуздучайской антиклинали, также не содержит песчаники.

В то же время кюлюлинские песчаники имеются в Кемчинской антиклинали и в изученной нами части Куркачидагской антиклинали, а в Алаташской их нет. Вряд ли это указывает на принос песчаного материала с севера: песчаники Гуздучайской антиклинали, имеющие южное происхождение, по составу аналогичны песчаникам Кемчинской и Куркачидагской антиклиналей. При двустороннем же приносе обломочный материал, поступавший в бассейн, имел бы различный состав. Может быть, выпадение песчаников из разреза Алаташской антиклинали указывает на существенный принос обломочного материала с юго-востока, а возможно, что песчаники на этом участке были размывы в послееальбское время. Для решения этого вопроса нужны дальнейшие исследования.

Возраст кюлюлинского горизонта определяется его положением между фаунистически охарактеризованным средним альбом (верхи алтыгагачской свиты) и верхним альбом (ауцеллиновый горизонт).

Сеноман и нижний турон. Кемшдагская свита

Кемшдагская свита была выделена М. Ф. Мирчинком (1931) из орбитоидовой свиты К. И. Богдановича (1906) и отнесена к турону. Сборы фауны З. А. Мишуниной (1935) и Н. Б. Вассоевича (1951) показали, что свита охватывает и сеноман. Нами в кемшдагскую свиту включен также ауцеллиновый горизонт, выделенный и отнесенный к верхнему альбу Н. Б. Вассоевичем.

Свита выходит на поверхность на крыльях антиклиналей Бабадагской ступени и в покровах и чешуях Северо-Западного Кобыстана.

Кемшдагская свита сложена терригенным флишем. Основными компонентами разреза являются: волнистослоистые, с крупными иероглифами известковистые песчаники, серые, на выветрелой поверхности буроватые; мергельные глины, часто песчанистые, оливково-серые; темно-серые некарбонатные глины.

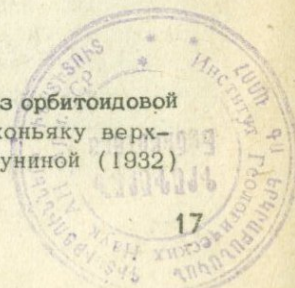
Во всех изученных разрезах в свите различаются верхняя часть — сильнопесчанистая и нижняя — слабопесчанистая. В верхней части мощности слоев песчаника обычно составляют 20–30 см, иногда достигают 1 м. В нижней части они обычно не превосходят 5 см, при этом слои песчаников здесь часто замещаются алеволитами. Нижняя, слабопесчанистая, часть свиты составляет треть или две пятых общей мощности свиты, которая достигает 400 м.

По данным бурения, в восточной части Бабадагской ступени песчанистость свиты увеличивается в юго-восточном направлении (Шарданов, 1953).

В основании свиты располагается ауцеллиновый горизонт, представленный флишевым чередованием серых карбонатных песчаников, светлых мергелистых известняков, зеленых плотных мергелей, зеленых, иногда красных некарбонатных глин. Заметим, что ауцеллиновый горизонт наблюдался только в тех разрезах, где присутствуют кюлюлинские песчаники. Этот горизонт четко выражен в покрове горы Песчаной, менее четко — в Кемчинской антиклинали; в Алаташской и Куркачидагской антиклиналях горизонт не выделен. Неясно, чем вызвана такая закономерность: степенью обнаженности, фаціальными изменениями или выпадением этого горизонта (и кюлюлинских песчаников?) в результате предсеноманского размыва.

Верхний турон и коньяк. Свита кемчи

Свита кемчи также выделена М. Ф. Мирчинком (1931) из орбитоидовой свиты К. И. Богдановича (1906). Принадлежность к коньяку верхней части свиты была доказана находками З. А. Мишуниной (1932).



*Inoceramus subquadratus* Schluter. Из нижней части свиты З. А. Мишунина определила туронский *Inoceramus Lamarcki* Park.

Свита представлена флишевым чередованием: 1) песчаных известняков, иногда известковистых гравелитов, горизонтально-слоистых; 2) мергельных известняков, мергелей и мергелистых светлых глин, на выветрелой поверхности белых; 3) некарбонатных глин темно-зеленых, в кровле свиты — красных. От кемчидагской свиты свита кемчи на плохо обнаженных участках отличается светлым цветом элювия, присутствием в нем белых обломков крепких мергелей.

Во многих разрезах Северо-Западного Кобыстана в низах свиты можно наблюдать заратский горизонт (Вассоевич, 1947), отличающийся от вышележащей части свиты меньшей известковистостью, большей глинистостью, присутствием битуминозных глин, горючих и кремнистых сланцев. Заратский горизонт хорошо выделяется также в разрезах скважин Астраханской площади.

Мощность свиты кемчи достигает 200 м, из них заратский горизонт составляет около 50 м.

В Конагкендской ступени свита кемчи постепенно замещается конгломератами хизинской свиты (Вассоевич, 1940в). Обломочный материал конгломератов образовался при размыве кордильеры, располагавшейся на месте современного Тенгинско-Бешбармакского антиклинория (Хаин, 1950).

#### Сантон — нижний кампан. Юнусдагская свита

Юнусдагская свита на Юго-Восточном Кавказе была выделена И. М. Губкиным (1916) и отнесена к палеогену. М. Ф. Мирчинк (1931) предположил сантонский возраст свиты. Этот возраст был подтвержден Н. Б. Вассоевичем (1932, 1951), причем, как показали определения фауны, верхняя часть свиты относится к нижнему кампану. Из сборов З. А. Мишуниной и В. Е. Хаина были определены *Inoceramus lobatus* Goldf., *Inoceramus cf. inconstans* Woods, *Ptychodus rugosus* Dixon. Микрофауна свиты изучалась Д. И. Джафаровым, Д. А. Агаларовой и Д. М. Халиловым (1951; Халилов, 1949).

В Северном Кобыстане юнусдагская свита согласно залегает на свите кемчи, но севернее, в пределах Конагкендской ступени, она часто трансгрессивно перекрывает более древние отложения (Шурыгин, 1962).

Разделение юнусдагской свиты на две части — нижнюю, относящуюся к сантону, и верхнюю, имеющую нижнекампанский возраст, было намечено В. Е. Хаиным (1950) и прослежено нами по разрезам Юго-Восточного Кавказа.

На всей территории Северного Кобыстана свита выдержана по простиранию, так что деление ее на подсвиты и даже прослеживание отдельных горизонтов не представляет затруднения.

## Нижняя подсвета (сантон)

Во многих пунктах разрез свиты делится на следующие пачки:

Мощность, м

1. Песчаники светло-серые и темно-серые, на выветрелой поверхности нередко бежевые, среднезернистые, известковистые (I э.р.); мергели темные, зеленовато-серые, глинистые (II э.р.); глины темно-красные и темно-зеленые некарбонатные (III э.р.). Общая окраска пачки - грязно-зеленая. Мощность прослоев песчаников изменяется от 1 до 15 см. Встречаются горизонты, где количество песчаников варьирует от 1 до 15 см, а также горизонты, где количество песчаников резко сокращено . . . . . 50-80
2. Пачка имеет то же строение ритмов, но в составе III э.р. преобладают красные глины, из-за чего толща имеет грязно-красный цвет . . . . . 50-70
3. Песчаники серые, известковистые, с редкими иероглифами, мощностью 1-4 см (I э.р.); мергели серые, глинистые, мощностью 2-3 см (II э.р.); глины красные, составляющие основу ритма (III э.р.). Средняя мощность ритма 30-40 см. Издали пачка кажется красной . . . . . 50

Граница верхней и нижней подсветит всегда резкая и четкая. Во всех изученных разрезах она фиксируется маркирующим "белым" горизонтом, который подробно описан в Амбизлярской мульде. Здесь при переходе от нижней подсветы к верхней четко выделяются три пачки (3-5).

## Верхняя подсвета (нижний кампан)

Верхняя подсвета продолжает разрез нижней подсветы. Выше пачки 3 в верхней подсвете выделяются:

Мощность, м

4. "Белый" горизонт - песчаники зеленоватые, известковистые, без иероглифов, мощностью 2-4 см (I э.р.); глины светлые, рыхлые, карбонатные, зеленые, редко розовые (II э.р.). Средняя мощность ритма 10-20 см. На местности и аэрофотоснимках горизонт выглядит белым . . . . . 30-40
5. Известняки маломощные (0,5-1 см), бежево-серые, тонкозернистые (I э.р.); мергели белые, плотные, дающие оскольчатую щебенку, и глины розовые, мергельные, встречающиеся не в каждом ритме (II э.р.); глины ярко-красные, с подчиненными прослоями зеленых (III э.р.). Обычно в одном ритме присутствуют обе разновидности глин. Средняя мощность ритма 50-60 см . . . . . 50-60
6. Известняки мелкозернистые, бежево-серые, с иероглифами на нижней поверхности пласта, мощностью 1-15 см (I э.р.); мергели белые, плотные, мощностью 2-3 см, с

ровной поверхностью излома, дающие оксальчатую шепенку, изредка встречаются прослой розовых мергелей мощностью 3-4 см (II э.р.); глины светлые, некарбонатные, яркой и чистой окраски: зеленые, розовые, оранжево-розовые (III э.р.), составляющие основную часть ритма.

Средняя мощность ритма 50-80 см . . . . . 90

Пачка отличается от нижележащей лишь количеством розовых глин; оно резко сокращается, и зеленые глины оказываются преобладающими . . . . . 0-40

"Малиновый" горизонт - песчаники и алевролиты известковистые, плотные, тонкие, серые, лиловые на выветрелой поверхности, мощностью 1-2 см (I э.р.); мергели белые, плотные, также маломощные (II э.р.); глины зеленоватые, чередующиеся со светло-малиновыми (III э.р.). Малиновые глины и придают пачке характерную окраску.

Число таких прослоев непостоянно, местами (Чаркишлакская мульда) они замещаются светло-лиловыми и даже исчезают. Однако всюду сохраняется тонкая ритмичность толщи. Мощность ритма 8-10 см . . . . . 50-100

Общая мощность свиты около 500 м.

Таким образом, нижняя подсвита характеризуется темной окраской грязных тонов и большей глинистостью, чем верхняя. Верхняя подсвита имеет светлую окраску, карбонатна, в ней ярче выражен флишевый характер отложений. Пачки 3 и 5 образуют переход от типичной нижней подсвиты к типичной верхней. При картировании граница между ними проводилась по подошве "белого" горизонта (пачка 4).

Нижняя подсвита в общем более выдержана по простиранию, чем верхняя. В верхней подсвите во многих местах пачка 5 значительно светлеет. В нижнем течении р. Кызылчай белая пачка исчезает и граница нижней и верхней подсвит проводилась по кровле пачки 3 ("красной"). "Малиновый" горизонт в разрезе Амбизлярской мульды и северного крыла Алаташской антиклинали не наблюдался. Вероятно, это является результатом размыва: мощность пачки 7 здесь резко сокращается, а иногда она полностью выклинивается, так что породы агбурунской свиты оказываются лежащими на отложениях пачки 6. Однако угловое несогласие между агбурунской и юнусдагской свитами нигде не отмечалось.

Интересно резкое увеличение песчаности верхней подсвиты в Амбизлярской мульде и Кабандагской антиклинали. В последнем случае на задернованном склоне грядки этих слоев очень напоминают грядки песчаников кемишдагской свиты. Очевидно, это внешнее сходство ввело в заблуждение Ф. А. Ширина и Б. В. Григорьянца, принявших эти слои за кемишдагскую свиту. Но в закопашках нам удавалось видеть типичные породы сантона: розоватые мергели и красные глины. Сантонский возраст пород был подтвержден также определениями микрофауны. Из отобранных здесь образцов Т. М. Забелина определила сенонские формы: *Globorotalia ex gr. pachadae* Keller и *Gumbelina globulosa* (Ehrenb.). Однако собранный нами материал недостаточен для определения источников сноса обломочного материала.

Значительное погрубение состава пород отмечается также в Чаркишлакской мульде. Видимо, обломочный материал в Чаркишлак-



скую мульду сносился с Ситалчайского поднятия, так как на север от него, почти на всем протяжении Конагкендской ступени, отложения этого возраста представлены тоже флишем, но менее грубым, чем развитая в Северном Кобыстане юнусдагская фация (рис.

Нижнекампанские отложения Конагкендской ступени, выделенные В. Е. Хаиным (1950) в киязинскую фацию, разделяются на три горизонта. Нижний горизонт сложен светло-серыми песчанистыми известняками (I э.р.), белесыми, розовыми и красноватыми мергельными известняками и мергелями, красными и зелеными мергельными глинами (II э.р.). В среднем горизонте мергельные глины II э.р. замещаются темно-красными и зелеными глинами. В верхнем горизонте резко увеличивается карбонатность разреза, а темные глины почти исчезают. Как видно из этого описания, разрез нижнего кампана киязинской фации значительно отличается от изученного нами разреза юнусдагской фации. Это еще одно свидетельство существования Ситалчайского поднятия, разделявшего юнусдагский и киязинский бассейны.

Основным источником грубообломочного материала киязинского флиша являлась Тенгинская кордильера, вблизи которой наблюдается резкое погрубение флиша, появление в его составе многочисленных обломков верхнеюрских известняков, слагавших кордильеру (Хаин, 1950; Шурыгин, 1962). Особенно много обломков в западной части ступени, где они образуют горизонты конгломератов, часто глыбовых, составляющих значительную часть разреза (будгская фация).

Мощности юнусдагской свиты в Конагкендской ступени обычно не превосходят 100 м, в Бабадагской и Ковдагской ступенях они увеличиваются до 300–400 м, достигая 590 м в Чаркишлакской мульде (см. рис. 2). Заметное уменьшение мощностей наблюдается при приближении к Алаташской антиклинали.

По простиранию каждой ступени мощности увеличиваются с запада на восток. Интересно отметить, что вкрест простирания в каждой ступени мощности увеличиваются с юга на север, достигая наибольшего значения у ее северной границы. Таким образом, мощности отложений стремятся как бы выровнять ступенчатость структуры.

### Верхний кампан – нижний маастрихт, Агбурунская свита

Под названием агбурунской свиты Н. Б. Вассоевич (1932) выделил нижнюю часть ильхидагской свиты И. М. Губкина (1916).

Агбурунская свита в Северном Кобыстане сложена светлым карбонатным флишем: известковистыми песчаниками (I э.р.), мергелями (II э.р.) и глинами (III э.р.). Тот факт, что свита распадается на две части, предполагался Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Хаиным (1950) и окончательно был установлен нами. Выделенные нами две подсвиты четко различаются по характеру флишевого чере-

дования и хорошо прослеживаются при картировании на всей территории Северного Кобыстана. В целом в нижней подсвите мощности I э.р. гораздо больше, чем в верхней.

Кампанский возраст нижней части агбурунской свиты установлен З. А. Мишуниной (1934) по находкам *Inoceramus balticus* Boehm., *Belemnitella mucronata* Schloth., *Actinocamax quadratus* Blainv.

Микрофауна изучалась Д. И. Джафаровым, Д. А. Агаларовой и Д. М. Халиловым (1951).

#### Нижняя подсвита (верхний кампан)

Нижняя подсвита агбурунской свиты достаточно изменчива на изученной территории (рис. 3).

В Ю р т а н д а г с к о й а н т и к л и н а л и мощность ритма составляет обычно 40–50 см.

I э.р. представлен двумя типами пород: а) мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, серыми, на выветрелой поверхности бежевыми, часто тонкоплитчатыми, иногда с иероглифами в подошве, образующими слои мощностью 1–3 см ("бежевые" песчаники); б) серыми песчаниками, на выветрелой поверхности лилово-коричневыми, неяснослоистыми, с иероглифами в подошве, с четким уменьшением зернистости от подошвы к кровле слоя ("лиловые" песчаники). Песчаники такого типа имеют мощность 7–10 см и встречаются в разрезе через 7–10 м. II э.р. сложен мергельными глинами и глинистыми мергелями светло-зеленого, на выветрелой поверхности почти белого цвета. Эти породы по мощности составляют основную часть ритма. III э.р. состоит из зеленых, серо-зеленых некарбонатных глин мощностью 0,2 – 2 см.

Мощность этих отложений в излучине р. Чикилчай составляет 98 м.

Из наших сборов Д. М. Халилов определил следующие виды фораминифер: *Globotruncana fondiconulosa* Subb., *G. lapparenti* Brotzen, *G. coronata* Bollii, *Gümbelina elegans* (Rzehak). Такой характер отложения верхнего кампана сохраняют на всей Ильхидагской полосе и в восточной части Юнусдагской полосы.

Севернее (рис. 4) разрез сложен более тонкими и более карбонатными породами. Так, в З а п а д н о - В е г в е р с к о й м у л ь д е мощность "бежевых" песчаников уменьшается до 0,2–2 см, а вместо "лиловых" песчаников в верхней 40-метровой пачке присутствуют серые известняки. Для нижней 60-метровой пачки характерно присутствие прослоев красных глин. Мощность разреза 104 м.

При движении далее на север снова встречаются грубые породы. В разрезе Ч а р к и ш л а к с к о й м у л ь д ы также выделяются две подсвиты, причем II э.р. нижней подсвиты оказывается более карбонатным, чем верхней.

Нижняя подсвита представлена здесь чередующимися плотными среднезернистыми серыми кварц-карбонатными горизонтальносло-

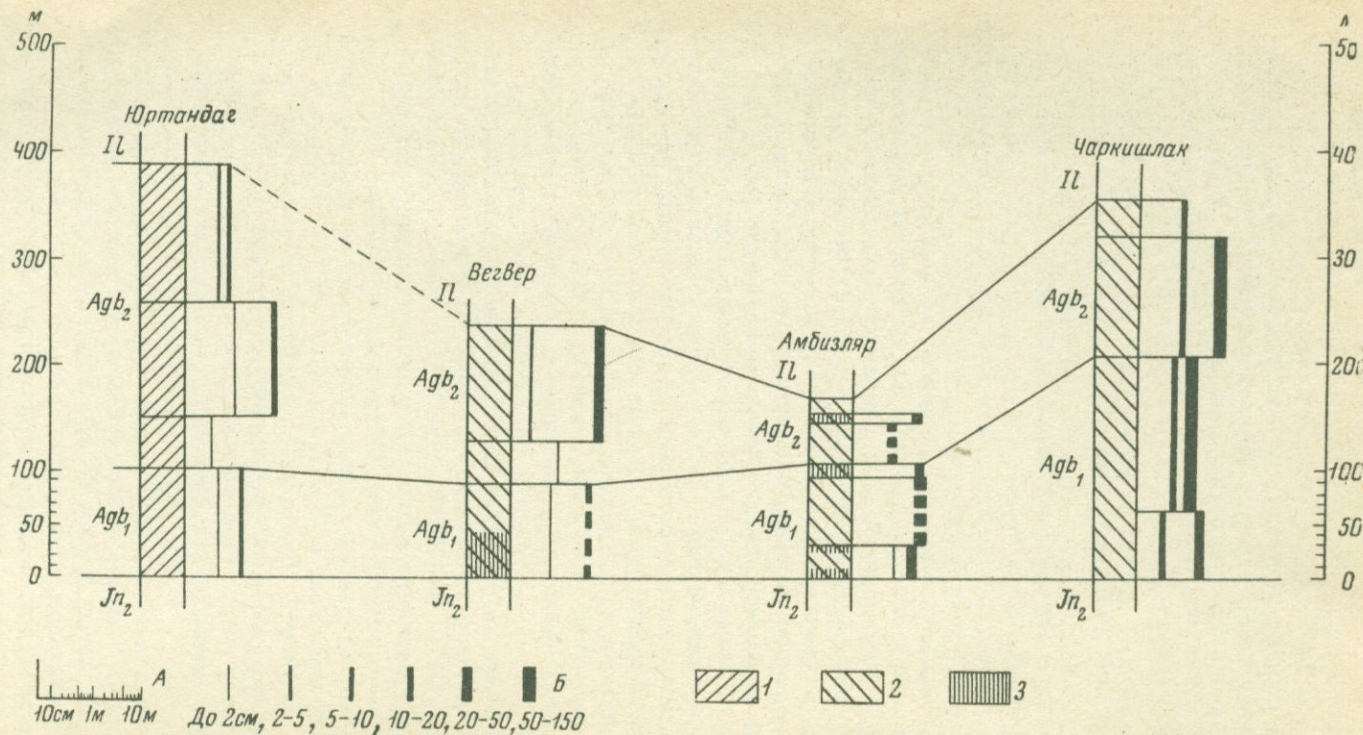


Рис. 3. Схема сопоставления отложений верхнего кампана и нижнего маастрихта (агбурунская свита). Составили А. М. Шурыгин и Э. П. Радионова

Вертикальные линии справа от колонок отражают характер ритмичности; расстояния от линий до колонки отвечают мощности ритмов в масштабе А; толщина вертикальной линии соответствует мощности I э.р. в соотношении Б (сплошная линия — песчаники, прерывистая — известняки). Цвет пород: 1 — светло-серый; 2 — светло-зеленый; 3 — розовый

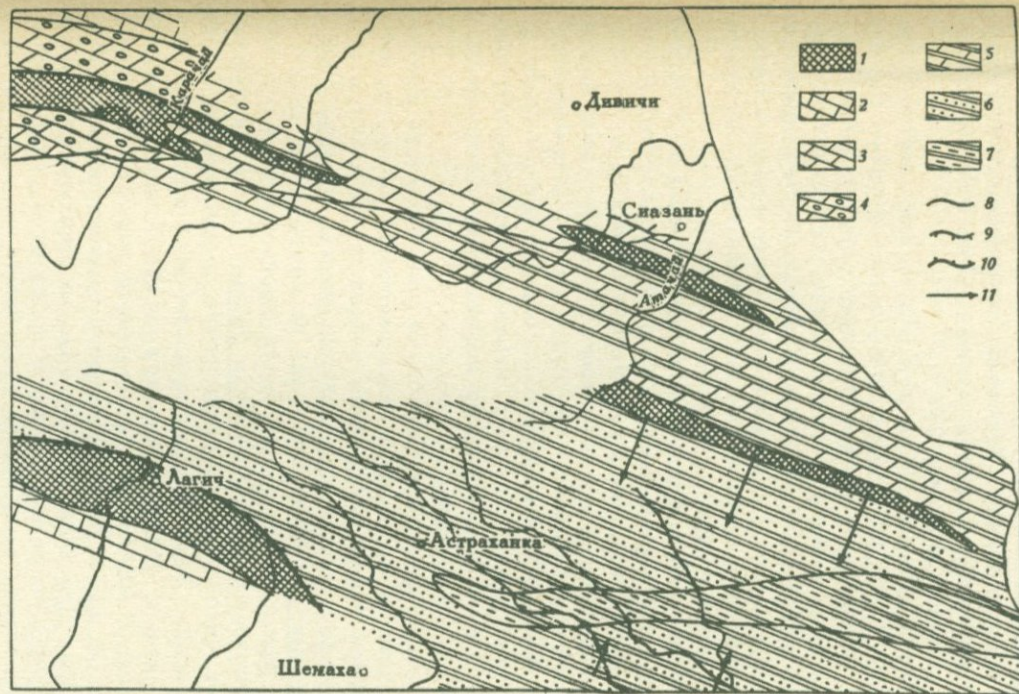


Рис. 4. Фации верхнего кампана (нижняя подсвита агбурунской свиты). Составил А. М. Шурыгин  
 1 - области размыва; 2 - известняки (судурская и сардагарская фации); 3 - мергели (будугская и тенгинская фации); 4 - то же с конгломератами; 5 - мергелисто-глинистый флиш (килязинская фация); 6 - песчано-мергелисто-глинистый флиш (чаркишлакская и юртандагская фации); 7 - алевролито-глинистый флиш (вегверская фация); 8 - Будугский разлом; 9 - Казмакрызский разлом; 10 - Зангинский надвиг; 11 - направление сноса обломочного материала

истыми песчаниками с неровными поверхностями напластования, мощностью 7-150 см (I э.р.), светло-зелеными плотными мергелями, дающими оскольчатую щебенку (II э.р.), зеленовато-серыми и красновато-зелеными некарбонатными глинами (III э.р.).

Нижняя подсвита, в свою очередь, распадается здесь на две пачки, различающиеся характером ритмичности. На фоне мелкой ритмичности (мощности ритмов 10-30 см) в верхней пачке появляется более грубая ритмичность, отмечаемая прослоями песчаников мощностью 5-8 см, проходящими в разрезе через 0,3-1,5 м. Общая мощность нижнего агбуруна 254 м.

В Амбизлярской мульде мощность ритмов увеличивается до 40-60 см, а мощность I э.р. - до 3-10 см. Здесь подсвита также разделяется на две пачки. В верхней пачке I э.р. представлен светло-серыми, полосчатыми или косослоистыми известняками, напоминающими известняки свиты кемчи и достигающими мощности 0,3-1,5 м. В нижней пачке много розовых глин. Мощность подсвиты 114 м, из них 80 м приходится на верхнюю пачку с известняками.

Из пород агбурунской свиты в Амбизлярской мульде Т.М. Забелина определила следующие формы: *Gyroidina turgida* (Hagen), *Bolivina cf. incrassata* Reuss, *Gumbelina elegans* (Rzehak).

К югу от Амбизлярской мульды мощность известняков значительно уменьшается, и в районе сел. Тудар они не встречаются. Здесь мощность нижней подсвиты резко сокращается до 30-50 м в основном за счет нижней пачки. В некоторых случаях эта пачка вообще выпадает из разреза, и на юнусдагскую свиту ложатся непосредственно породы верхней пачки.

Таким образом, в Северном Кобыстане для отложений верхнего кампана характерна следующая закономерность распространения фаций. По северной и южной окраинам района протягиваются грубые фации (песчано-мергелисто-глинистый флиш): юртандагская на юге и чаркишлакская (амбизлярская) на севере (см. рис. 4). К центральной полосе пласты песчаников уменьшаются в мощности и почти выклиниваются (вегверская фация). Такое распределение обломочного материала свидетельствует о двустороннем сносе материала в бассейн. Этот вывод подтверждается также тем обстоятельством, что по облику песчаники северной и южной зон существенно различны. Источником обломочного материала для южной, юртандагской, фации служила область, располагавшаяся где-то в Центральном или Южном Кобыстане на продолжении Вандамского антиклинория. На северном крыле последнего синхронные отложения отсутствуют, а на южном кампанский возраст имеют известняки сардагарской фации (Хаин, 1950).

Источником обломочного материала для северной, чаркишлакской, фации могло быть лишь Хизинское (Ситалчайское) поднятие. К северу от него выходят существенно карбонатные породы килязинской фации - мергелисто-глинистый флиш. Еще далее на север, вблизи Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, отложения теряют флишевый облик и переходят в толщу известняков, мерге-

лей и глин тенгинской фации. На западе, у сел. Будуг, в отложениях появляется большое количество грубообломочного материала, вплоть до включений огромных глыб верхнеюрских известняков (будугская фация).

### Верхняя подсвита (нижний маастрихт)

Верхняя подсвита агбурунской свиты содержит маастрихтские окаменелости. Маастрихтские фораминиферы были обнаружены Д. М. Халиловым также в образцах, отобранных нами из вышележащей ильхидагской свиты. Поэтому верхняя подсвита отнесена нами лишь к нижнему маастрихту, и вся агбурунская свита индексируется  $Cg_2sr_2 + m_1$  вместо традиционного  $Cg_2sr_2 + m$ .

Рассмотрим строение верхней подсвиты в различных частях изученной нами территории (см. рис. 3).

В Ю р т а н д а г с к о й а н т и к л и н а л и в строении I э.р., кроме "бежевых" и "лиловых" песчаников, охарактеризованных при описании нижней подсвиты, принимают участие среднезернистые, а в нижней части крупнозернистые песчаники. Эти песчаники в литературе обычно называют "кривослоистыми": в нижней части пласта они неяснослоистые, в верхней — параллельнослоистые, микроскладчатые. II э.р. сложен мергельными светло-зелеными глинами, на выветрелой поверхности почти белыми. III э.р. представлен тонкими пропластками зеленых, серо-зеленых некарбонатных глин.

В излучине р. Чикилчай, так же как почти на всей территории Юргандагской антиклинали, верхняя подсвита расчленяется на три пачки:

Мощность, м

1. "Бежевые" песчаники, образующие очень тонкие (0,1–1 см) прослои (I э.р.). В некоторых обнажениях эта часть свиты выглядит вообще лишенной песчаников (глинистая плотная масса белого цвета) . . . . . 50
2. Те же маломощные (1–3 см) песчаники (I э.р.); мощность ритма 40–50 см. Наряду с ними имеются мощные (до 20 см) прослои песчаников, встречающиеся через 5–7 м . . . . . 140
3. Пласт розовых глин мощностью 1,5 м. Выше — "лиловые" песчаники мощностью 2–3 см (I э.р.). Мощность ритма 40–150 м. Появляются "кривослоистые" песчаники мощностью 7–40 см, повторяющиеся через 15–20 м. В верхней части пачки (14 м) "лиловые" песчаники становятся маломощными (0,1–1 см), а среди мергелей попадают зеленовато-серые, с розовым оттенком на выветрелой поверхности . . . . . 190

По-видимому, пачка 3 соответствует верхнему агбуруну, выделенному здесь В. Е. Хаиным.

Из наших образцов Д. М. Халилов определил маастрихтскую микрофауну: *Anomalina danica* (Brotzen), *A. velascoensis* Cushman, *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr., *Nodellum velascoensis* Cushman.

Такой тип разреза сохраняется во всей Ильхидагской полосе. В некоторых местах наблюдались изменения в строении пачки 3. Мощность кривослоистых песчаников иногда уменьшается до 5-7 см вместо одного розового пласта в подошве пачки местами присутствуют два-три пласта, разделенных 5-6-метровыми интервалами.

Сходный разрез мы наблюдали в районе сел. Х и л ь м и л и. Состав песчаников здесь тот же, что и в Юртандагской антиклинали. Мергели и глины становятся темно-серыми, серыми, сиренево-серыми. Ритмичность более тонкая; отложений, аналогичных пачке 3 юртандагского разреза, здесь не установлено, хотя в 2 км к западу, по левому борту р. Кузлучай, пачка 3 присутствует и ничем не отличается от описанной в Юртандагской антиклинали. Д. М. Халиловым (1962) здесь была собрана и определена следующая микрофауна: *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Globigerina kelleri* (Subbotina), *Globotruncana conica* White и другие формы, подтверждающие маастрихтский возраст отложений.

В Юнусдагской полосе разрез верхней подсветы сложен более тонкими и более карбонатными породами; мергели и глины часто имеют красноватый оттенок. Пачка 3 нигде не наблюдалась; или она здесь замещается более тонкими породами, или выпадает в связи с предпалеоценовым размывом.

В К е т а н д а г с к о й а н т и к л и н а л и обнажаются первая и частично вторая пачки. Характер чередования остается примерно таким же; II и III э.р. отличаются яркой светло-зеленой окраской. При движении на восток появляются прослой розовых и красных мергельных глин, достигающих максимального развития на юго-западном крыле З а п а д н о - В е г в е р с к о й м у л ь д ы. Прослой красных глин не выдержаны по простиранию; на восточном крыле мульды они почти отсутствуют.

В Юртандагской полосе верхнеагбурунские отложения более изменчивы по окраске, чем в Ильхидагской; изменяется в основном окраска II э.р. В Ильхидагской полосе общий тон пород светло-серый, а в Юнусдагской они зеленоватые, с розовыми, оранжевыми, серыми прослоями. Красные породы прослеживаются далеко на север до Куркачидагской антиклинали. Здесь они присутствуют уже в составе другой, северной, фации. В этой фации снова увеличивается количество обломочного материала. Породы северной фации наблюдались нами в Чаркишлакской и Амбизлярской мульдах.

В Ч а р к и ш л а к с к о й м у л ь д е граница между верхней и нижней подсветами проводится условно, по изменению характера мергелей: в нижней подсвете они плотные, часто при выветривании дают оскольчатую щебенку, в верхней - более глини-

стые и оскольчатой щебенки не дают. В верхней подсвите не встречаются песчаники большой мощности (1-1,5 м); присутствующие в нижней подсвите. Разрез верхней подсвиты делится на две пачки. Нижняя пачка отличается присутствием мощных (10-30 см) песчаников, встречающихся в разрезе через 5-7 м обычно сразу по нескольку слоев; мощность нижней пачки 140 м, верхней - 46 м.

Южнее, в пределах К е м ч и н с к о й а н т и к л и н а л и, рассматриваемые отложения характеризуются уменьшением песчаности и появлением красных мергелистых глин, особенно частых в нижней части разреза.

В А м б и з л я р с к о й м у л ь д е верхняя подсвита также выделяется до некоторой степени условно. В верхней подсвите здесь выделяются четыре пачки. Первая пачка в основном известняково-глинистая (10 м), вторая - песчанисто-мергелистая (50 м), третья сложена красными глинами с редкими прослоями песчаников (10 м), четвертая - глинисто-мергельная, зеленоватая (18 м).

Из наших сборов Т. М. Забелина и М. К. Родионова определили следующие формы: *Gyroidina turgida* (Hagen.), *Bolivina* cf. *incrassata* Reuss, *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Globigerina cretacea* (Orb.), *Gumbelina elegans* (Rzehak), *G. striata* (Ehrenb.), которые позволяют считать отложения как кампанскими, так и маастрихтскими.

Таким образом, в Северном Кобыстане в верхней подсвите агбурунской свиты, так же как и в нижней, выделяются три фациальные зоны: северная - чаркишлакская (амбизлярская), центральная - вегверская и южная - юртандагская. В северной и южной зонах отложения более грубые, чем в центральной. Границы зон в основном сохраняются от верхнего кампана до маастрихта. Исключение составляет район Алаташской антиклинали. В позднекампанское время граница центральной и северной фаций совпала примерно с современной Алаташской антиклиналью: к югу от нее развиты породы центральной фации, а к северу, у сел. Тудар, - северной (амбизлярской). В раннемаастрихтское время граница переместилась севернее сел. Тудар, вблизи которого породы относятся к вегверской фациальной зоне. Напомним, что нижняя подсвита агбурунской свиты в этом разрезе принадлежит к северной (амбизлярской) фациальной зоне.

Палеогеографическая обстановка раннемаастрихтского времени сохраняла основные черты позднекампанского времени. Обломочный материал юртандагской фации сносился с области размыва, располагавшейся в пределах Центрального или Южного Кобыстана на продолжении Вандамского поднятия. К югу от Вандамского антиклинория маастрихтский возраст имеют известняки сардагарской фации (рис. 5) (Хайн, 1950).

Источником обломочного материала для чаркишлакской фациальной зоны могло быть лишь узкое поднятие, соответствующее Хизинской (Ситалчайской) антиклинали. К северу от этой антиклинали маастрихтский возраст имеют известняки, мергели и глины

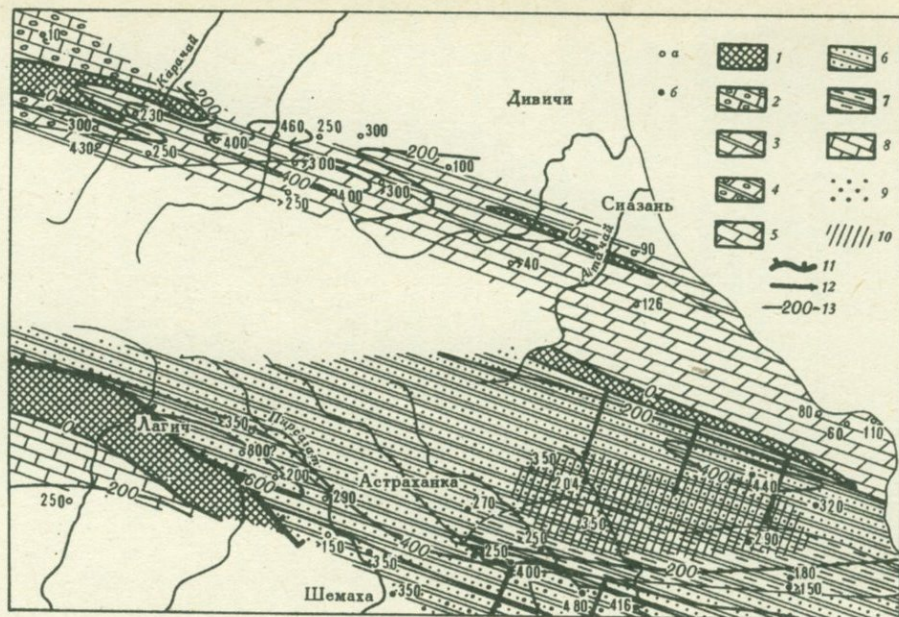


Рис. 5. Фации нижнего маастрихта (верхняя подсвета агбурунской свиты). Составил А. М. Шурыгин

1 - области размыва; 2 - известняки с прослоями конгломератов (судурская фация); 3 - карбонатный флиш (тенгинская фация); 4 - то же с прослоями конгломератов (будугская и судурская фации); 5 - известняки, мергели и глины (гюмюрская фация); 6 - песчано-мергелисто-глинистый флиш (чаркишлакская и юртандагская фации); 7 - алевролит-мергелисто-глинистый флиш (вегверская фация); 8 - известняки (сардагарская фация); 9 - участки, обогащенные песчаным материалом в верхней части разреза; 10 - участки развития красноцветных пород; 11 - Зангинский надвиг; 12 - направление сноса обломочного материала; 13 - изопакиты верхнего кампана и нижнего маастрихта. Мощности (в м) верхнего кампана и нижнего маастрихта (агбурунская свита): а - по литературным, б - по нашим данным

гюмюрской фации. Далее на север, вблизи Тенгинско-Бешбармакско-го антиклинория, отложения имеют флишевый характер (тенгинская фация). На западе, у сел. Будуг, в этих отложениях существенную роль играют прослои конгломератов (будугская фация). Грубообломочные породы выходят на поверхность также севернее, в районе сел. Судур (судурская фация).

Наименьшие мощности верхнего кампана и нижнего маастрихта отмечаются на Конагкендской ступени. На западе (Будугская антиклиналь) и востоке (Бешбармакская антиклиналь) по северному краю ступени протягиваются зоны отсутствия этих отложений (Хаин, 1950). В бассейне р. Вельвеличай отмечается локальное увеличение мощностей, достигающих 460 м в Тенгинском ущелье. К югу от Хизинской антиклинали, которая в позднем кампане и раннем маастрихте была зоной размыва, мощности отложений резко возрастают до 250-350 м. Такие же мощности характерны для Бабадагской и Ковдагской ступеней. Несколько большие мощности отмечены в Чаркишлакской мульде и в южной части Ковдагской ступени.

К северу от Эшшахелинского разрыва рассматриваемые отложения практически отсутствуют: они были размыты в предпалеоценовое время. Зона их уменьшенных мощностей протягивается отсюда на восток; ее положение в общем соответствует Юнусдагской полосе. Таким образом, здесь возникает странная закономерность: в центральной части бассейна, где отлагались наиболее тонкие осадки (вегверская фация), мощности их уменьшаются по сравнению с периферическими частями бассейна. Вряд ли здесь мы имеем дело с некомпенсированным прогибанием. Отложения дания в этой зоне отсутствуют, а в предпалеоценовое время Юнусдагская полоса оказалась смятой в складки, поднятой и размытой. Следовательно, уменьшение мощностей отложений верхнего кампана и маастрихта скорее всего свидетельствует о росте этого поднятия.

### Верхний маастрихт и даний. Ильхидагская свита

Ильхидагская свита выделена И. М. Губкиным (1916). Вместе с сумгаитской и юнусдагской свитами он относил ее к зоену. Впоследствии М. Ф. Мирчинк (1931) и Н. Б. Вассоевич (1932) доказали, что свита имеет верхнекампан-маастрихт-датский возраст. Н. Б. Вассоевич разделил ее на агбурунскую и собственно ильхидагскую свиты. К собственно ильхидагской свите он отнес ту часть флишевого маастрихт-датского разреза, которая содержит оскольчатые мергели темно-серого и сизо-серого цвета. В. Е. Хаин (1946) рассматривал ильхидагскую свиту в том же объеме.

Принадлежность свиты к данию была доказана М. А. Глесснером (1939), Д. И. Джафаровым, Д. А. Агаларовой и Д. М. Халиловым (1951) находками следующей микрофауны: *Gümbelina crinita* Claessn., *Glo-*

*bigerina pseudobulloides* Plum., *Nodellum velascoensis* Cushman, *Bolivinita exigua* Claessn., *Trochamminoides irregularis* White, *Homosina ovulum* Crzyb

Стратиграфия ильхидагской свиты изучалась в Ильхидагской полосе. Вопрос о существовании синхронных отложений севернее, в Юнусдагской полосе и на Бабадагской ступени, решался исследователями по-разному. Так, В.Е. Хаин (1950) и А.В. Вихерт (Вихерт и др., 1966) предполагали отсутствие отложений дания; Б.В. Григорьянц (1962) выделил свиту в Амбизлярской и Чаркиш-лакской мульдах. Мы, кроме этих двух мульд, выделяем ильхидагскую свиту в Вегверской мульде. Определения микрофауны из наших сборов, приведенные ниже, дают основания для такого выделения.

Рассмотрим строение ильхидагской свиты в различных частях Северного Кобыстана (рис. 6).

В Ильхидагской полосе свита четко расчленяется на три под-свиты. В излучине р. Чикилчай, прорезающей Ю р т а н д а г-с к у ю а н т и к л и н а л ь, нами был описан следующий разрез.

#### Нижняя подсвита (верхний маастрихт)

Подсвита представлена флишевым чередованием песчаников, мергелей и глин. Песчаники, слагающие I э.р., серые, известковистые, в нижней части крупнозернистые, в верхней — среднезернистые, "кривослоистые", т.е. аналогичные описанным в этом разрезе в пачке 3 верхнего агбуруна. Реже I э.р. образуют плотные песчаные известняки, обычно без микроскладчатости. В нижней части пласта известняк часто переходит в гравелит из обломков битой ракуши, сцементированных карбонатным цементом. Средняя мощность I э.р. 10–15 см (если он сложен кривослоистыми песчаниками) и 1–3 см (если сложен известняками). II э.р. образован плотными серыми, сизо-серыми, зелеными мергелями, Мергели ильхидагской свиты дают характерную оскольчатую шенбенку (так называемые мергели—"трескуны"), в то время как мергели агбурунской свиты при выветривании образуют белую землистую массу. В составе II э.р. иногда встречаются прослойки серых пелитоморфных глинистых известняков. III э.р. сложен зелеными, серо-зелеными некарбонатными глинами, имеющими незначительную мощность (первые сантиметры). Средняя мощность ритма 40–50 см. Мощность нижней подсвиты 136 м.

Из наших сборов Д. М. Халилов определил верхнесенонские виды: *Globotruncana acra* (Cushman), *G. rosetta* (Carsey).

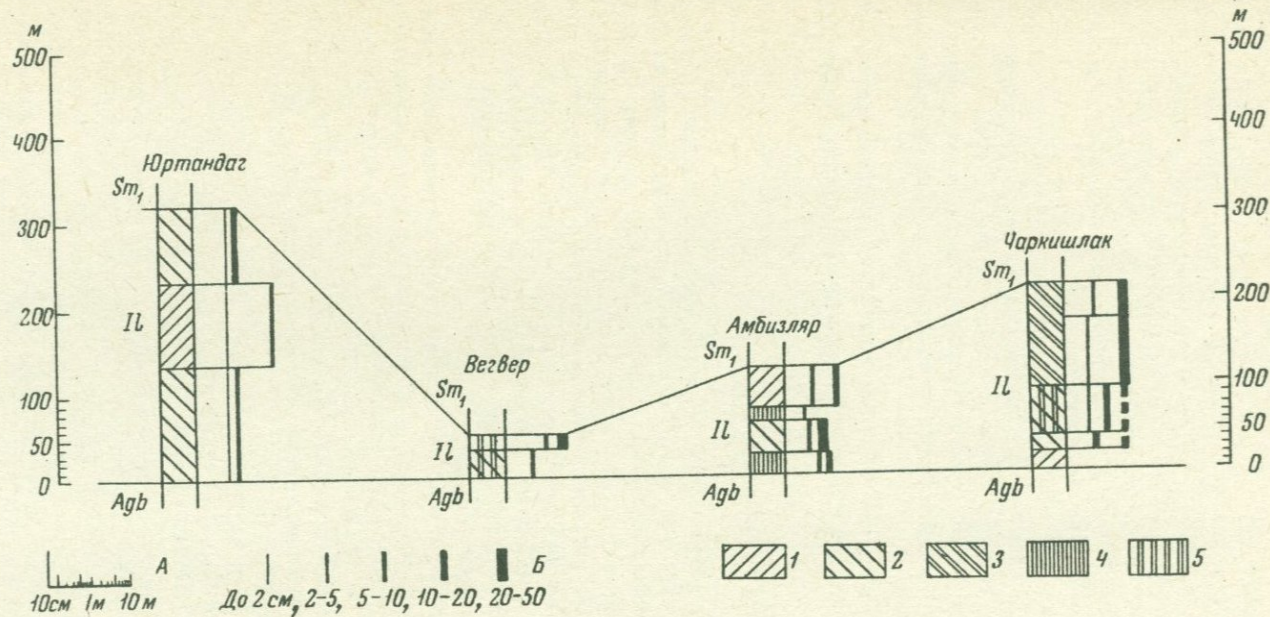


Рис. 6. Схема сопоставления отложений верхов маастрихта и дания (ильхидагская свита). Составили А. М. Шурыгин и Э. П. Радионова. Обозначения А и Б см. рис. 3. Цвет пород: 1 - светло-серый; 2 - светло-зеленый; 3 - сизо-зеленый; 4 - розовый; 5 - красный

### Средняя подсвита (нижний даний)

Средняя подсвита сложена рыхлыми светло-серыми песчаниками мощностью 0,1–3 см (I э.р.), мягкими мергельными глинами оливково-зеленого цвета (II э.р.) и зелеными некарбонатными глинами (III э.р.). Средняя мощность ритма 60–80 см; основную часть ритма по мощности образует II э.р. В верхней части средней подсвиты (20–30 м) появляются сизые глины, образуя как бы переход к мергелям—"трескунам" верхней подсвиты. Но песчаники даже в этой пачке сохраняются тонкими и рыхлыми, характерными для средней подсвиты. Мощность средней подсвиты 96 м.

Средняя подсвита в обнажениях четко отличается от нижней и верхней подсвит отсутствием "трескунов" и незначительной ролью песчаников. Даже издали средняя подсвита выделяется по пепельно-серому делювию на фоне темных склонов, сложенных нижней и верхней подсвитами. Поэтому средняя подсвита хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках.

Из наших сборов Д. М. Халилов определил датские фораминиферы: *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. compressa* Plummer, *Trochamminoides irregularis* White.

### Верхняя подсвита (верхний даний)

В подошве подсвиты лежит мощный (1–1,5 м) пласт грубообломочных пород. Нижняя его часть образована конгломератом из гальки серых и зеленоватых мергелей и битой ракуши; размер гальки 1–2 см. Выше залегает пласт конгломерата с более крупной (10 см) шаровидной галькой из серых среднезернистых карбонатных песчаников. Выше галька исчезает, и остальная часть пласта состоит из тех же песчаников, которые образуют гальку в нижележащем конгломерате. Этот пласт грубообломочных пород наблюдался во всех разрезах Ильхидагской полосы.

Верхняя подсвита по составу и характеру ритмичности мало отличается от нижней. Породы I э.р. становятся более карбонатными и плотными – это настоящие известняки, часто с кристаллами вторичного кальцита по трещинам; известняки почти лишены иероглифов. В верхней части подсвиты встречен слой серовато-желтого мелкозернистого брекчиевидного песчаника мощностью 50 см. Мощность верхней подсвиты 94 м.

Из наших сборов в верхней подсвите Д. М. Халилов определил следующие датские формы: *Anomalina danica* (Brotzen), *A. velascoensis* Cushman, *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr., *Nobellum velascoensis* (Cushman), *Globigerina triloculinoides* Plummer. Таким образом, определения микрофауны свидетельствуют о принадлежности к датскому ярусу лишь средней и верхней подсвит ильхидагской свиты; нижняя подсвита относится еще к маастрихту. Следовательно, ильхидагская свита оказывается полным возрастным аналогом меквадурских песчаников южного склона Юго-Восточного Кавказа, ма-

маастрихт-датский возраст которых был установлен еще Н.Б. Вас-  
соевичем (1932).

Приведенный разрез свиты типичен для всей Ильхидагской по-  
лосы. Несущественные изменения сводятся к следующему. Мощно-  
сти I э.р. несколько увеличиваются к югу (гора Тува, левый борт  
р. Козлучай). В этом же направлении увеличивается мощность  
свиты, по крайней мере ее верхней подсвиты; мощность последней  
в Тувинской антиклинали достигает 200 м. Довольно странные измене-  
ния мощностей происходят в различных частях складок. Мощ-  
ность нижней и верхней подсвит на замыканиях складок оказывае-  
тся почти в полтора раза больше, чем на крыльях, а мощность сред-  
ней подсвиты уменьшается во столько же раз.

Более значительные изменения в строении свиты наблюдаются  
при движении на северо-запад от юртандагского разреза. Так, на  
правом берегу р. Козлучай, в 1 км ниже сел. Х и л ь м и л и,  
нами описан следующий разрез:

Мощность, м

1. Песчаники тонкозернистые, зеленовато-серые,  
волнистослоистые, которые к кровле становятся более  
рыхлыми и алевритистыми, выше следуют песчаники  
тонкозернистые, серые, горизонтальнослоистые,  
карбонатные, мощностью 2-3 см (I э.р.), чередующиеся  
с мергельными глинами, сине-черными, темно-серыми,  
часто слюдистыми, реже бурыми, красновато-коричневыми  
(II э.р.). Средняя мощность ритма 60-120 см . . . . . 45
  2. Песчаники толстоплитчатые, серые, часто волнисто-  
слоистые, мощностью до 1,5 м (I э.р.); мергели  
лиловые, белые, реже серые (II э.р.); глины красные  
и зеленые (III э.р.). Мощность ритма 100-200 см . . . . . 105
- Мощность ильхидагской свиты в этом разрезе 153 м.

В пачке 1 Д.М.Халиловым (1962) обнаружены *Rhizammina ex gr.indi-  
visa* Brady, *Gümbelina crinita* Glaessner, *Pullenia corielli* White. В пачке 2  
им найдены следующие формы: *Gümbelina crinita* Glaessner, *Dentalina solu-  
ta* Reuss, *Cristellaria velascoensis* (White) и др.

Эти определения подтверждают датский возраст отложений.

Пачка 1 наблюдалась только по правобережью р. Козлучай, в  
0,5 км к востоку от сел. Хильмили. По левобережью Козлучая из  
разреза ильхидагской свиты выпадают прослой красноватых глин  
и свита приобретает черты, свойственные юртандагскому разрезу.

Западнее Кобыстана маастрихт-датский возраст имеют упомяну-  
тые выше меквадурские песчаники, которые выходят на поверх-  
ность в чешуях, расположенных к северу от Зангинского надвига,  
в междуречье Гирдыманчая и Пир-  
сагата. Это уже не флишевые отложения. От разрезов Кобы-  
стана они отличаются значительно бóльшим содержанием песчаников.

На водоразделе Пирсагата и Козлучая, северо-восточнее сел. Арчман, в автохтоне Арчманского покрова выходит на поверхность песчанистая толща, образующая как бы переход от юртандагского разреза к меквадурскому. В этих породах Д. М. Халилов обнаружил большое количество *Rhizammina indivisa* Brady, характерных для ильхидагской свиты.

К северу от Эшшахелинского разрыва ильхидагская свита выпадает из разреза, и почти везде в Юнусдагской полосе мы видим залегание сумгаитской свиты на агбурунской. Предположительно ильхидагские отложения встречаются лишь на северо-восточном краю Юнусдагской полосы — в Вегверской синклинали. В западной ее части, на восточном крыле **З а п а д н о - В е г в е р с к о й м у л ь д ы**, над отложениями, отнесенными к агбурунской свите, мы наблюдали разрез отложений, относящихся, по-видимому, уже к ильхидагской свите. Граница ильхидагской и агбурунской свит здесь проводилась условно по пласту розовых глил мощностью 1,7 м. В этом разрезе выделяются две пачки. Нижняя пачка, мощностью 44 м, сложена чередующимися в среднем через 30 см "бежевыми" песчаниками мощностью 0,1–4 см внизу и 5–10 см вверху, светлыми мергельными и красными некарбонатными. В верхней пачке, мощностью 12 м, исчезают мергельные глины и появляются "кривослоистые" песчаники. Эти отложения предположительно отнесены нами к ильхидагской свите на том основании, что они подстилаются типичными агбурунскими породами, а перекрываются типичными нижнесумгаитскими. Кроме принятого нами, существует другой вариант индексации этих отложений: нижняя пачка может оказаться возрастным аналогом пачки 3 разреза вернего агбуруна Юртандагской антиклинали, а верхняя пачка может иметь раннесумгаитский возраст.

Сходный в общих чертах разрез был изучен нами в **А м б и з л я р с к о й м у л ь д е**. Здесь выше агбурунской свиты лежит толща, по строению распадающаяся на четыре пачки, мощности которых соответственно 15, 38, 12 и 56 м. В качестве I э.р. фигурируют серые средне- и крупнозернистые песчаники, похожие на "кривослоистые" песчаники Юртандагской полосы, но лишенные микроскладчатости; мощность песчаников 5–20 см в двух нижних пачках и 0,5–4 см в двух верхних; мощность ритмов 20–60 см. В четвертой пачке I э.р. сложен также известковистыми светлосерыми песчаниками, II э.р. образуют мергельные глины, розовые в первой и третьей пачках и зеленые во второй и четвертой. В четвертой пачке имеются горизонты красных глин мощностью 2–3 м каждый.

Для этого разреза из наших образцов Т. М. Забелина и М. К. Родионова определили *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Gümbelina elegans* (Rzehak), *Gyroidina turgida* (Hagen). Несколько выше по разрезу встречены *Trochamminoides irregularis* White, *Eponides ex gr. trümpyi* Nuttal., *Cibicides aff. reinholdi* Ten Dam и др.

Разрезы Амбизлярской и Вегверской мульд резко отличаются от разреза Юртандагской антиклинали уменьшенными мощностями, красным цветом пород, наличием в амбизлярском разрезе песчаников, отсутствием характерных для юртандагского разреза "кривослоистых" песчаников. В свою очередь, амбизлярский и вегверский разрезы значительно различаются между собой: в последнем породы ильхидагской свиты по характеру близки к агбурунской свите этого же разреза. Они условно выделены лишь по увеличению роли песчаников.

Существенно иной характер имеют отложения в Чаркишлакской синклинали, выделенные нами в ильхидагскую свиту. В них выделяются пять пачек мощностью соответственно 20, 20, 60, 105 и 60 м. Нижняя пачка сложена зеленовато-серыми мергелями, а вышележащие пачки имеют флишевый характер. I э.р. образован светлыми песчанистыми известняками мощностью 10-30 см во второй пачке и серыми песчаниками мощностью 1-5 см в четвертой и пятой пачках; в четвертой пачке присутствуют и более мощные (до 10-20 см) песчаники. II э.р. представлен мергельными глинами, белыми во второй пачке, зеленовато-серыми, иногда розовыми в третьей, серыми в четвертой и грязно-зелеными в пятой пачках. III э.р. состоит из некарбонатных глин, имеющих серую окраску во второй пачке, зеленую, красную, иногда малиновую в третьей.

Из наших сборов Т. М. Забелина и М. К. Родионова определили *Pseudotextularia* sp., *Gümbelina* sp., *G. striata* (Ehrenb.), *Lituola* sp., *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Ammodiscus incertus* Orb., *Trochamminoides irregularis* White, *Globotruncana contusa* (Cushm.), *G. stuarti* (Lapp.), *G. rosetta* (Carsey), *G. arca* Cushm., указывающих на маастрихтский возраст вмещающих пород.

Таким образом, разрез Чаркишлакской мульды резко отличается от рассмотренных выше разрезов Амбизлярской и Вегверской мульд. Для него характерны значительное увеличение мощности отложений, резкое увеличение мощности I э.р., уменьшение роли красноцветных пород, присутствие известняков.

Распространение фаций верхнемаастрихтских и датских отложений отражено на рис. 7. В некоторых чертах сохраняется фациальная зональность, характерная для нижнего маастрихта: в Северном Кобыстане протягивается полоса маломощных красноцветных отложений, однако здесь уже не наблюдается уменьшения грубости пород, свойственного нижнему маастрихту. Типы пород, слагающих I э.р., различны в каждой из трех фациальных зон: северной - чаркишлакской, центральной - амбизлярской и южной - юртандагской. Кроме того, отделы и пачки, выделенные в этих трех разрезах, не сопоставляются при переходе из одной зоны в другую. Все это приводит к выводу, что в датское время три фациальные зоны не являлись частями одного бассейна, а принадлежали к различным бассейнам.

Границы этих бассейнов определяются достаточно четко: юртандагский и амбизлярский бассейны разделялись поднятием, соответство-

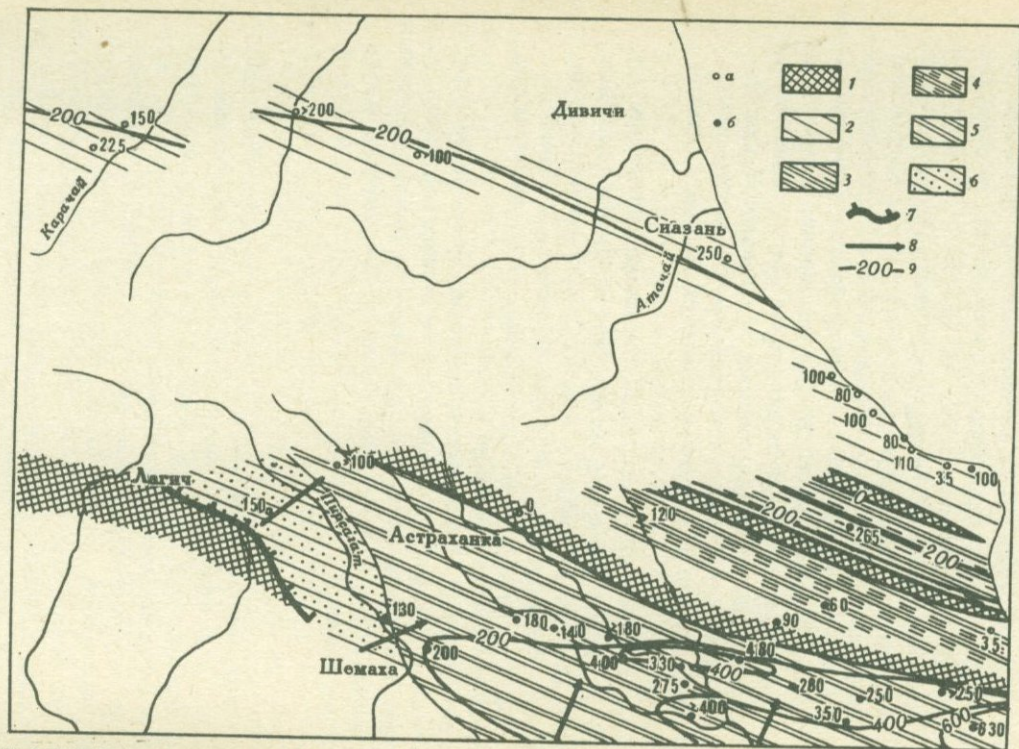


Рис. 7. Фации верхнего маастрихта и дания (ильхидагская свита). Составили А. М. Шурыгин и Э. П. Радинова  
 1 - области размыва; 2 - глины с прослоями мергелей (будугская и прикаспийская фации); 3 - в основном сероцветный карбонатный флиш (чаркишлакская фация); 4 - красноцветный карбонатный флиш (амбизлярская фация); 5 - сероцветный карбонатный флиш (юртандагская фация); 6 - песчаники с прослоями мергелей (меквадурская фация); 7 - Зангинский надвиг; 8 - направление сноса обломочного материала; 9 - изопахиты. Мощности (в м): а - по литературным, б - по нашим данным

вавшим современной Алаташской, Шихандагской и Агбурунской антиклиналям. Поднятие, разделявшее амбизлярский и чаркишлакский бассейны, отвечало Куркачидагской антиклинали. Далее на север, на месте современной Хизинской (Ситалчайской) антиклинали, располагалось еще одно поднятие, прослеживающееся с отложений нижнего кампана. Севернее него расположена область развития прикаспийской фации отложений дания. Для нее характерны темно-серые слабокарбонатные глины с редкими прослоями серых мергелистых песчаников. Такого типа отложения (будугская фация) прослеживаются на запад до Будугской мульды.

На запад от Северного Кобыстана развита песчаная меквадурская фация датских отложений. Терригенный материал этой фации образовался при размыве суши, располагавшейся на месте современного Вандамского антиклинория. Обломочный материал юртандагской фации мог образоваться в какой-то мере также за счет размыва Вандамского поднятия: по простиранию Юртандагской антиклинали отмечалось некоторое увеличение грубозернистости пород на запад. Однако в южном направлении количество и мощность прослоев песчаника резко увеличиваются. Следовательно, основная масса обломочного материала образовалась при размыве суши, располагавшейся на юге, вероятно, в пределах Южного Кобыстана.

Мощность отложений верхнего маастрихта и дания в Конагкендской и Бабадагской ступенях обычно менее 100 м, лишь в Будугской и Чаркишлакской мульдах она превышает 200 м (см. рис. 7). На Ситалчайской и Куркачидагской антиклиналях и почти на всей площади Юнусдагской полосы эти отложения отсутствуют. Как указывалось выше, здесь во время осадконакопления располагались кордильеры; зоны отсутствия отложений затем увеличились во время предсумгайтского размыва. К югу от Эшшахелинского разрыва снова появляются отложения ильхидагской свиты, причем в 2 км южнее мощности достигают 430 м. Это является несомненным доказательством интенсивного роста разрыва в предсумгайтское время. В пределах Ильхидагской полосы мощности заметно увеличиваются на восток, достигая 630 м на горе Ильхидаг.

### Предпалеоценовое складкообразование

На границе мела и палеогена в Северном Кобыстане имело место интенсивное складкообразование. Поэтому в большинстве случаев сумгайтская свита оказывается трансгрессивно лежащей на размытых верхнемеловых породах. Несогласие в подошве сумгайтской свиты впервые отметил М. Ф. Мирчинк (1931). Детально оно было изучено Б. В. Григорьянцем (1962), который показал, что большинство широтно ориентированных антиклиналей Северного Кобыстана развивалось в предпалеоценовое время.

Разработанная нами детальная схема стратиграфии свит верхнего мела дает возможность уточнить данные о предпалеоценовом складкообразовании (рис. 8).

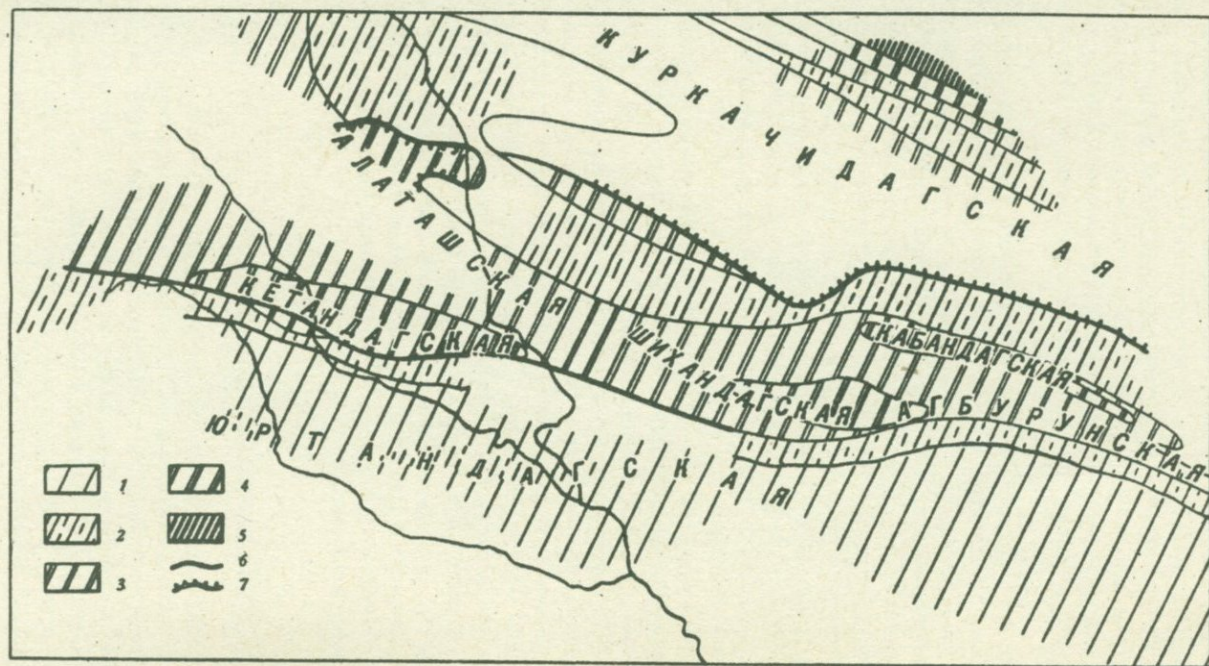


Рис. 8. Палеогеологическая схема предпалеоценового времени. Составили А. М. Шурыгин и Э. П. Радинова  
 1 - даний не размыт; 2 - даний без верхов; 3 - маастрихт; 4 - верхний кампан; 5 - нижний кампан;  
 6 - Эшшахелинский разрыв; 7 - фронтальные надвижки покровов. На схеме указаны современные антиклинали

В Чаркишлакской мульде подошва нижнего сумгаита, смятого в пологую синклинали, трансгрессивно срезает более крутую синклинали меловых пород с ильхидагской свитой в ядре. Ось синклинали в третичных отложениях расположена на 1 км севернее оси синклинали в меловых породах. Поэтому ильхидагская свита выходит на поверхность лишь к югу от полосы палеоценовых пород, севернее она не обнажается. Разница в углах падения меловых и палеоценовых пород достигает  $70^{\circ}$  (см. приложение, профиль VIII)!

Мы не знаем глубины размыва располагавшейся южнее Куркачидагской антиклинали — там породы палеоцена срезаны эрозией. Однако к северу от Чаркишлакской синклинали можно видеть, как южное крыло небольшой антиклинали в меловых породах срезается сумгаитской свитой, и в осевой части антиклинали сумгаитская свита оказывается лежащей на верхней подсвите юнусадагской свиты (рис. 9). Очевидно, крупная Куркачидагская антиклинали была размыва не менее глубоко.

К югу от Куркачидагской антиклинали сумгаитская свита выходит на поверхность в Амбизлярской мульде. На южном крыле мульды свита подстилается породами дания небольшой мощности, очевидно, в значительной степени размывыми. Б. В. Григорьянц (1962) отмечал, что в северной части мульды датский ярус и более древние породы выпадают из разреза. По нашим наблюдениям, это выпадение имеет тектоническую природу: отложения срезаются разрывами, обрамляющими мульду. Непосредственно западнее Амбизлярской мульды, на водоразделе рек Чикилчай и Аджичай, сумгаитская свита подстилается верхней подсвитой агбурунской свиты, что свидетельствует о существовании в предпалеоценовое время поднятия, ограничивавшего мульду с запада.

К югу от Амбизлярской мульды, у сел. Тудар, сумгаитская свита трансгрессивно залегает, как правило, на верхней подсвите агбурунской свиты, но местами подстилается ее нижним отделом. Есть основания предполагать, что породы в окрестностях сел. Тудар находятся в аллохтоне небольшого покрова, корни которого расположены на Алаташской антиклинали. В таком случае перерыв в основании палеоцена в разрезе этого покрова следует рассматривать как указание на рост Алаташской антиклинали в предсумгаитское время.

В Кендинской синклинали меловые отложения обнажаются лишь в одном месте: они образуют небольшую антиклинали между развалинами Кичик-Кемчи и горой Сангартепе, в ядре которой выходит ильхидагская свита. Однако на крыльях Кендинской синклинали — северном, примыкающем к Кемчинской антиклинали, и южном, примыкающем к Шихандагской антиклинали, — ильхидагская свита выпадает из разреза, и сумгаитская свита лежит на верхней подсвите агбурунской свиты. Это доказывает существование в предпалеоценовое время поднятий, обрамлявших синклинали.

От Кендинской синклинали полоса развития ильхидагской свиты протягивается на восток, в Вегверскую мульду, в ядре которой она маломощна, по-видимому, частично размыва. Северное крыло антиклинали перекрыто Кемишдагским покровом. На южном крыле синклинали при переходе к Кабандагской антиклинали, как отметил Б. В. Григорь-

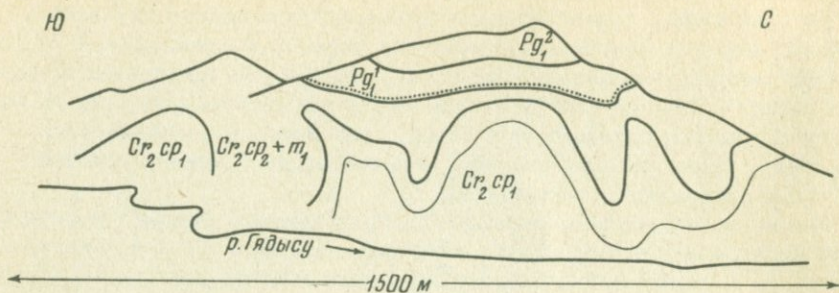


Рис. 9. Мелкие складки в Чаркишлакской синклинали на левом берегу р. Гядысу. Зарисовка А. М. Шурыгина

яиц (1962), меловые отложения оказались размытыми до агбурунской свиты (точнее, до ее нижнего отдела).

На южном крыле Кабандагской антиклинали глубина размыва уменьшается, и южнее, в Кызылчайской синклинали, сумгаитская свита подстилается уже верхней подсвитой агбурунской свиты. В западной части синклинали, расположенной южнее Агбурунской антиклинали, глубина размыва увеличивается до нижней подсвиты агбурунской свиты. К югу от Агбурунской антиклинали сумгаитская свита подстилается ильхидагской.

В Юнусдагской полосе, к западу от верховьев р. Вегвер, сумгаитская свита подстилается, как правило, верхней подсвитой агбурунской свиты. В двух случаях отмечен более глубокий разрыв: восточные части Шихандагской (к востоку от горы Шихандаг) и Кетандагской (у урочища Эшшахелы) антиклиналей размыты до нижней подсвиты агбурунской свиты.

Глубина предсумгаитского размыва скачкообразно изменяется к югу от Эшшахелинского разрыва, где сумгаитская свита оказывается лежащей на ильхидагской. Этот резкий скачок не оставляет сомнений в том, что Эшшахелинский разрыв интенсивно развивался в предпалеоценовое время. У урочища Эшшахелы, к югу от разрыва, расположена меридионально вытянутая цепочка складок, образующих Туркчайское поперечное поднятие. В складках можно видеть, как при приближении к разлому подошва сумгаитской свиты постепенно срезает верхнюю подсвику ильхидагской свиты и частично среднюю ее подсвику. В междуречье Чикилчая и Козлучая подошва сумгаитской свиты срезает и верхи агбурунской свиты.

В Ильхидагской полосе и в Тувинской антиклинали сумгаитская свита обычно согласно подстилается ильхидагской. Несогласное залегание отмечалось на некоторых участках, прилегающих к Эшшахелинскому разрыву, а также на Юртандагской антиклинали в бассейне р. Чикилчай. В последнем случае в подошве сумгаитской свиты наблюдался пласт конгломерата.

Приведенные факты показывают, что в предпалеоценовое время были заложены все крупные продольные антиклинали Северного Кобыстана. Многие из них, по-видимому, были в то время размыты достаточно глубоко, до юнусдагской свиты. В это же время ярко проявились структуры, заложенные несколько ранее. Так, зона наибольшего распространения предсумгаитских несогласий — Юнусдагская полоса — отмечается уменьшением мощностей уже в верхнем сеноне (агбурунская свита). Многие складки, интенсивно росшие в предпалеоценовое время, уже в датский век проявлялись как поднятия, разделявшие бассейны с различным типом осадконакопления.

## ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН

### Палеоцен. Сумгаитская свита

Сумгаитская свита была выделена И. М. Губкиным (1914). Вместе с ильхидагской и юнусдагской свитами он отнес ее к эоцену. М. Ф. Мирчинк (1931), Н. Б. Вассоевич (1931) и В. В. Вебер (1935) установили палеоценовый возраст свиты. Все исследователи, вслед за И. М. Губкиным, делят свиту на две подсвиты (отделы). В нижней подсвите повсеместно присутствуют прослои сравнительно мощных песчаников, которые выпадают во многих разрезах верхней подсвиты. Обычно нижняя подсвита представлена флишевым или флишеподобным чередованием пестрых глин и песчаников, верхняя подсвита сложена кирпично-красными глинами с маломощными прослоями зеленовато-серых или черных марганцовистых песчаников.

Отмечена значительная фациальная изменчивость нижней подсвиты по сравнению с верхней, но закономерности этой изменчивости не были вскрыты. Многие исследователи затруднялись в выделении нижней подсвиты в Шихандагской антиклинали и на более северных участках.

Обоснования возраста сумгаитской свиты рассматриваются в работах Д. И. Джафарова, Д. А. Агаларовой, Д. М. Халилова (1951), И. А. Коробкова (1934). В работах указанных авторов приводятся списки микрофауны, характерной для свиты.

Ниже излагаются данные о литологической изменчивости, полученные нами при изучении разрезов сумгаитской свиты. Колонки разрезов нижнего палеоцена приведены на рис. 10.

### Нижняя подсвита (нижний палеоцен)

В. В. Вебер (1935) проводил подошву нижней подсвиты сумгаитской свиты по исчезновению характерных для ильхидагской свиты известковистых "кривослоистых" песчаников. В. Е. Хаин (1946) считает, что граница свиты располагается несколько ниже, там, где в разрезе исчазают оскольчатые мергели — "трескуны". Мы проводили нижнюю границу свиты по В. Е. Хаину.

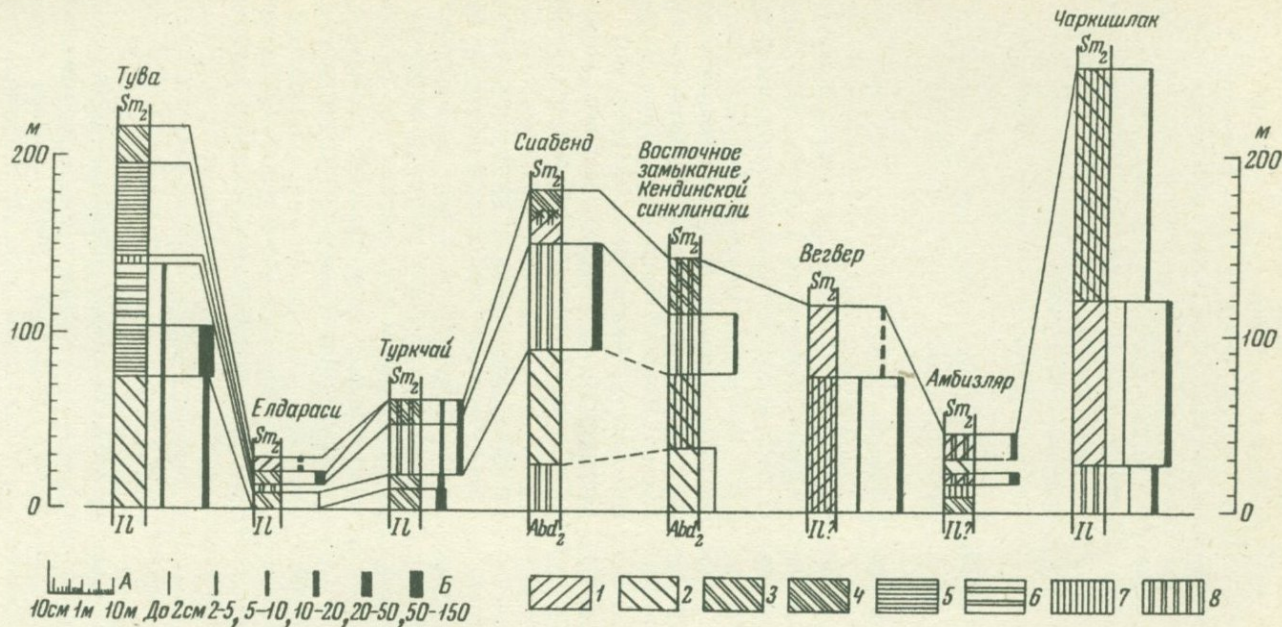


Рис. 10. Схема сопоставления отложений нижнего палеоцена (нижняя подсвита сумгаитской свиты).

Составили А. М. Шурыгин и Э. П. Радионова

Обозначения А и Б см. рис. 3.

Цвет пород: 1 - светло-серый; 2 - светло-зеленый; 3 - зеленый; 4 - темно-зеленый; 5 - зеленовато-сизый; 6 - сине-черный; 7 - розовый; 8 - красный

На территории Северного и Центрального Кобыстана выделяются четыре существенно различные фашии (с юга на север): тувинская, сиабендская, вегверская и чаркишлакская. Распространение фаший показано на рис. 11.

В тувинской фашии нижний сумгаит представлен сероцветным флишем, согласно перекрывающим ильхидагскую свиту.

Для иллюстрации приведем разрез горы Т у в а. В разрезе выделяются шесть пачек (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаники полимиктовые, бежево-серые, грязно-зеленые, кавернозные, мощностью 10-50 см; 50-сантиметровые слои встречаются через 10-15 м (I э.р.); глины зеленые, светло-зеленые и палевые. Пачка имеет флишoidalный характер. Она является переходной от ильхидагской свиты. Мы относим ее к сумгаиту, так как здесь уже нет мергелей-"трескунов" и изменяется окраска II э.р. . . . .	73
2. Глины сине-зеленые, яркие, карбонатные, реже светло-зеленые. Пачка сохраняет флишoidalный характер. По набору пород она сходна с пачкой 1. Отличается большими мощностями песчаников (средняя мощность 0,7-1 м, максимальная - 2 м) . . . . .	39
3. Глины черно-синие и зеленые, с прослоями серых мелкозернистых марганцовистых песчаников мощностью 5-15 см, реже рыхлых светло-зеленых песчаников мощностью 0,3-15 см. Песчаники встречаются в разрезе через 10-50 см . . . . .	36
4. Глины розовые . . . . .	1,5
5. Глины сине-зеленые, с редкими прослоями серых мелкозернистых марганцовистых песчаников . . . . .	53
6. Глины оливковые, с редкими прослоями серых марганцовистых песчаников . . . . .	20
Общая мощность разреза около 220 м.	

При движении от горы Тува на север и восток отмечается резкое уменьшение мощности разреза, которая в Юртандагской антиклинали сокращается до 30-50 м. В этом же направлении заметно уменьшается песчанность отложений. Далее из разреза выпадают 1-я и 2-я пачки, а мощности остальных сильно сокращаются. Пачки 3-6 в общих чертах сохраняют свой облик и почти во всех разрезах распознаются. Наиболее изменчивой оказывается пачка 6, в которой в урочище Елдараси, в 5 км к северу от горы Тува, глины полностью замещаются мергелями. В этом разрезе, мощностью лишь 25 м, из отобранных нами образцов Д. М. Халилов определил следующие фораминиферы: *Globorotalia cf. angulata* (White), *G. membranacea* (Ehrenb.), *G. compressa* (Plummer), *Globigerina triloculinoidea* Plummer, *G. varianta* Subb., *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *Cibicides* sp., которые свидетельствуют о нижнепалеоценовом возрасте отложений.

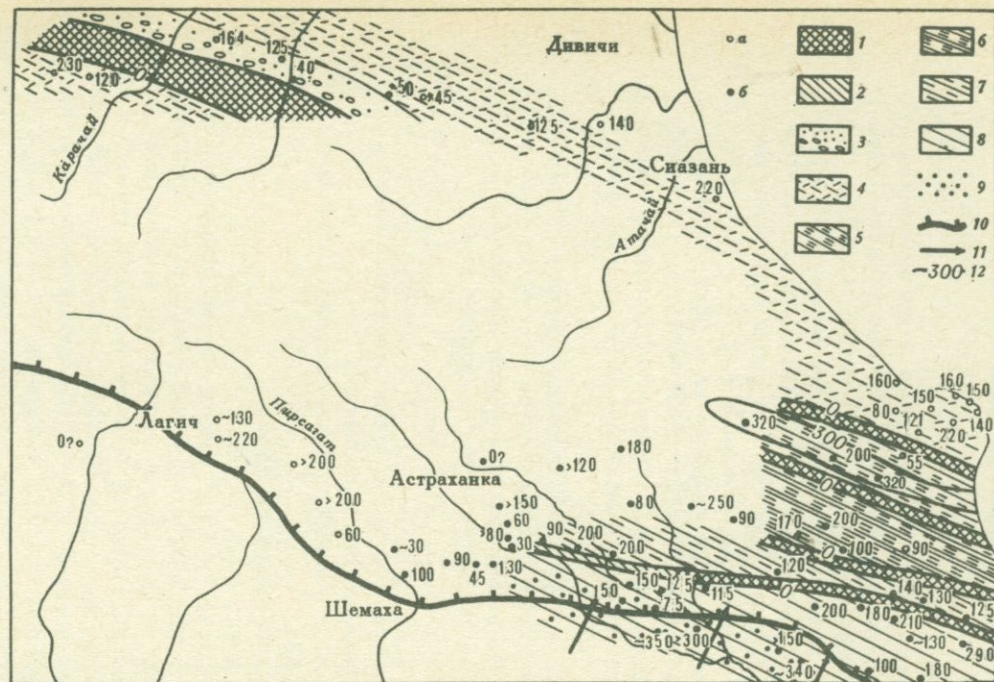


Рис. 11. Фации нижнего палеоцена (нижняя подсвита сумгаитской свиты). Составили А. М. Шурьгин и Э. П. Радионова

1 - области размыва; 2 - области размыва, существовавшие в первой половине раннего палеоцена; 3 - песчаники и конгломераты (кубинская фация); 4 - глины и мергели (прикаспийская и будугская фации); 5 - красноцветная флишеидная толща (чаркишлакская фация); 6 - красноцветный флиш (вегверская фация); 7 - пестроцветная флишеидная толща (сиабендская фация); 8 - сероцветная флишеидная толща (тувинская фация); 9 - области повышенного содержания песчаников; 10 - Загинский и Герадилский надвиги; 11 - направление сноса обломочного материала; 12 - изопахиты палеоцена. Мощности (в м) палеоцена (сумгаитская свита): а - по литературным, б - по нашим данным.

Приведенный разрез характеризуется минимальными мощностями нижнего сумгаита. При движении на север от Юртандагской антиклинали мощности значительно увеличиваются, хотя характер разреза остается тем же (это является несомненным свидетельством роста Юртандагской антиклинали в раннепалеоценовое время). Так, в 3 км к северо-востоку от урочища Елдараси, у разрушенного зимника Т у р к ч а й, в разрезе выделяются четыре пачки. Мощности этих пачек, начиная от второй, равны 12, 30 и 12 м, в то время как в разрезе Елдараси эти мощности равны соответственно 1, 2,5 и 6 м.

Туркчайский разрез – самый северный разрез тувинской фации. К северу от Эшшахелинского разрыва нижний сумгаит представлен уже в сиабендской фации. Для нее характерны красноцветность и флишевый характер чередования пород. Разрезы Кетандагской и Шихандагской антиклиналей в верхней части еще имеют много общего с разрезами тувинской фации. Так, в синклинали, осложняющей северное крыло Кетандагской антиклинали, у урочища С и а б е н д был описан следующий разрез:

	Мощность, м
1. Глины мергельные, красные (преобладают) и светло-зеленые, с прослоями тонких (1–3 см) марганцовистых песчаников . . . . .	25
2. Глины светлые, оливково-серые, почти без песчаников. По облику пачка напоминает нижний отдел коунской свиты. Максимальная мощность пачки отмечается на южном крыле антиклинали, а минимальная – на северном . . . . .	3–70
3. "Красная пачка" – песчаники средне- и крупнозернистые, серые, карбонатные, ожелезненные с поверхности, горизонтальнослоистые, без иероглифов, мощностью 20–30 см (I э.р.); глины зеленовато-серые и розовые, в верхней части пачки красноватые (преобладают) (II э.р.). Средняя мощность ритма 80–10 см . . . . .	до 60
4. Пачка имеет неравномерное строение. В нижней ее части песчаников мало, они тонкозернисты; глины светло-серые, вверх по разрезу становятся малиново-красными и темно-зелеными. Мощность прослоев песчаников 10 см. Песчаники имеют тот же облик, что и в пачке 3 . . . . .	30
Общая мощность разреза около 200 м.	

Пачки 3 и 4 сиабендского разреза аналогичны пачкам 3 и 4 туркчайского разреза, но нижние две пачки этих разрезов не сопоставляются. Это характерно для всей южной части Юнусдагской полосы.

В 20 км к востоку от урочища Сиабенд характер разреза сохраняется. Так, в 1 км к востоку от пересечения грунтовой дорогой Агдара – Насосная р.Кенды на восточном з а м ы к а н и и К е н д и н с к о й с и н к л и н а л и мы наблюдали в разрезе те же четыре пачки, мощности которых равны 34, 43, 34 и 32 м.

Приведенное описание показывает, что строение верхней части разреза нижнего сумгаита в целом и даже отдельных его пачек при переходе от тувинской к сиабендской фации сохраняется. Очевидно, во второй половине раннесумгаитского времени эти фации принадлежали к одному бассейну. Существенные отличия в строении нижней части разреза этих фаций говорят о значительной изоляции бассейнов осадконакопления. По-видимому, бассейны разделялись кордильерой, располагавшейся к северу от современного Эшшахелинского разрыва; по положению она примерно соответствовала Кетандагской и Шихандагской антиклиналям.

Указанные особенности приведенных разрезов дают возможность представить палеогеографические условия раннепалеоценового времени. В первой половине раннепалеоценового времени существовала кордильера, разделявшая тувинский и сиабендский бассейны.

Во второй половине раннепалеоценового времени эти бассейны стали сообщаться настолько, что режим осадконакопления стал единым. Но вряд ли из этого следует, что разделявшая их кордильера была полностью нивелирована. Разрез восточной части Кендинской синклинали может быть сопоставлен с разрезом располагающейся южнее Юртандагской антиклинали не непосредственно, а через серию переходных разрезов, расположенных на меридиане зимника Туркчай (см. рис. 10). Следовательно, кордильера исчезла не на всем протяжении, а лишь в западной ее части, в районе зимника Туркчай. Здесь образовались "ворота", через которые установилась связь между бассейнами.

В вегверской фации (разрез восточного крыла Вегверской мульды) нижнесумгаитские отложения выделены предположительно по интенсивному красному цвету пород. В отложениях выделяются две пачки мощностью 76 и 116 м. I эр. в первой пачке представлен известковыми песчаниками мощностью 1-7 см, во второй - плитчатыми известняками мощностью 20-50 см. II эр. образуют розовые и темно-зеленые мергельные глины первой пачки и ярко-красные, иногда зеленые глины второй. Мощность ритма составляет 0,2-0,4 м в первой и 0,6-4 м во второй пачках.

Чаркишлакская фация характеризуется флишиодным характером ритмичности и красноцветностью. На южном крыле Чаркишлакской синклинали, у сел. Ч а р к и ш л а к, был описан следующий разрез

Мощность, м

1. "Кривослоистые" песчаники, известковистые, буровато-серые, на выветрелой поверхности бурые, среднезернистые, с микроскладчатостью, без иероглифов, мощностью 1-18 см (I эр.); глины мергельные, розовые, реже красные и зеленые. Средняя мощность ритма 20-40 см. Пачка является переходной от ильхидага к нижнему сумгаиту . . . . . 28
2. Алевролиты плотные, светло-серые, светло-зеленые и голубоватые, мощностью 0,1-4 см (I эр.), реже

встречаются песчаники, аналогичные описанным в пачке 1, но без микроскладчатости, мощностью 20–30 см; глины мергельные, светло-зеленые, на выветрелой поверхности почти белые, а также розовые и красноватые. Средняя мощность ритма 10–30 см. В пределах пачки выделяется несколько горизонтов, где преобладают красные или зеленоватые глины. Таким образом, вся пачка делится последовательно на пять горизонтов ("красных" и "белых") мощностью 15–30 м каждый. В пределах этой пачки к западу и востоку от описанного разреза встречается несколько невидержанных прослоев гравелитов, состоящих преимущественно из обломков битой ракуши . . . . . 92

3. Алевриты плотные, темно-серые, темно-бурые, марганцовистые, мощностью 0,3–7 см (I э.р.); глины мергельные, зеленые и желтовато-розовые (II э.р.); обе разности обычно присутствуют в пределах одного ритма. Благодаря четкому переслаиванию разноцветных глин пачка имеет полосчатую окраску. Мощность ритма 80–150 см. Видимо, такая большая мощность ритмов связана с присутствием неполных ритмов. Поэтому в пределах одного ритма наблюдается переслаивание мергельных глин разных цветов. Мощность одного "слойка" глин 10–20 см . . . . . около 130

Общая мощность нижнего сумгаита в описанном разрезе около 250 м.

Из наших сборов Т. М. Забелина и М. К. Родионова определили следующие фораминиферы: *Ventilabrella eggeri* Cushman, *Neoflabellina jarvisi* Cushman, *Trochamminoides irregularis* White, *Ammodiscus incertus* Orb., *Glomospire charoides* (Parker et Jones), *Gyroidina* sp., *Nodosaria* sp., *Gümbelina* sp., *G. globulosa* (Ehrenb.), *Eponides* sp., *Globigerina fringua* Subb., *G. varianta* Subb., *G. compressa* Plummer, *G. compressa* Plummer var. *pseudobulloides* Plummer, *Homosina ex gr. ovulum* Grzyb., *Anomalina simplex* (Brotzen), *Cibicides* aff. *reinholdi* Ten'Dam., *Gaudryina retusa* Cushman. По мнению Т. М. Забелиной и М. К. Родионовой, ассоциация фораминифер свидетельствует о дат-раннепалеоценовом возрасте пород.

Приведенный разрез существенно отличается от типичных разрезов сиябендской и вегверской фаций меньшей песчаностью и отсутствием известняков. Пачки, выделенные в чаркишлакском разрезе, не сопоставляются с пачками, выделенными в разрезах сиябендской фации. Очевидно, сиябендский и чаркишлакский бассейны были разделены естественной "перегородкой" – по-видимому, кордильерой на месте современной Куркачидагской антиклинали.

В Амбизлярской мульде к нижнесумгаитским отложениям нами условно отнесен маломощный горизонт, перекрываемый типично верхнесумгаитскими породами. У сел. А м б и з л я р этот горизонт

подразделяется на пять пачек мощностью 7, 7, 4, 8 и 16 м. Первая, вторая и четвертая пачки сложены мергельными глинами соответственно зеленого, розового и светло-зеленого цвета. В третьей и пятой пачках глины имеют серую и красновато-коричневую окраску и расслаиваются песчаниками: в третьей пачке мягкими, среднезернистыми, известковистыми, мощностью 8–10 см; в пятой – крупнозернистыми, кварц-карбонатными, с точечными вкраплениями окислов марганца, грубослоистыми; мощностью 30–50 см. Пласт такого же грубослоистого песчаника разделяет первую и вторую пачки. Мощность ритма в третьей пачке 30–40 см, в пятой – 0,8–1,5 м. В этом разрезе отложения в значительной степени лишены флишевых черт: набор пород неоднороден, мощности ритмов чрезвычайно изменчивы.

О возможности принадлежности указанных пород к нижнему палеоцену свидетельствует ассоциация фораминифер, определенных Т.М. Забелиной и М.К. Родионовой из наших сборов: *Trochamminoides irregularis* White, *Cibicides* sp., *C. aff. reinholdi* Ten Dam., *Homosina* ex gr. *ovulum* Grzyb., *Anomalina simplex* (Brotzen), *Gyroidina* sp., *Gumbelina* sp., *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Globigerina pringa* Subb., *G. varianta* Subb., *G. compressa* Plummer, *G. pseudobulloides* Plummer. Т.М. Забелина и М.К. Родионова считают эту ассоциацию дат-палеоценовой.

К северу от Ситалчайской антиклинали нижний палеоцен представлен в прикаспийской фации (см. рис. 11). По описаниям В.А. Гроссгейма, а также В. Е. Хаина (1950), для нее характерен глинисто-мергелистый состав пород, песчаники почти отсутствуют. Очевидно, прикаспийский бассейн отделялся Ситалчайской кордильерой от чаркишлакского, и продукты размыва этой кордильеры играли существенную роль в образовании терригенных пород чаркишлакской фации.

Следующей на север кордильерой в раннепалеоценовое время была Тенгинская, обрамлявшаяся шлейфом обломочных пород кубинской фации.

### Верхняя подсвита (верхний палеоцен)

В большинстве детально изученных нами разрезов верхняя подсвита сумгаитской свиты согласно подстилается нижней подсвитой. В некоторых случаях нижний сумгаит выпадает из разреза, и верхний сумгаит лежит непосредственно на меловых породах. Д. М. Халилов (1962) указывает на выпадение нижнего сумгаита к востоку от сел. Хильмили. На аэрофотоснимках видно, как трансгрессивная подошва верхнего палеоцена постепенно срезает слои ильхидагской свиты, выходящей в ядре антиклинали на правом берегу р. Козлучай. Аналогичные соотношения мы наблюдали также у горы Такангран на северном крыле Юртандагской антиклинали и в других местах.

Обобщить материал по предверхнепалеоценовым несогласиям довольно трудно. На многих участках, особенно там, где породы интенсивно дислоцированы, сумгаитская свита осталась нерасчлененной на отделы.

В некоторых случаях, как это указывалось выше, нижняя подсвета выделена условно.

Состав верхней подсветы сумгаитской свиты выдержан по площади. Подсвета сложена кирпично-красными глинами, некарбонатными, неслоистыми, иногда с зеленоватыми пятнами и полосками. В подчиненном количестве присутствуют светлые, зеленовато-серые карбонатные глины. Редкие прослои песчаников представлены коричнево-черными марганцовистыми или светлыми зеленоватыми кварц-карбонатными разностями.

Приведем описание разреза верхнего сумгаита на северном крыле Юртандагской антиклинали в урочище Е л д а р а с и:

Мощность, м

1. Глины жирные, бурые, кирпично-красные и зеленовато-серые, с прослоями рыхлых алевроитов, красноватых, с выцветами марганца, и тонкозернистых бежевых песчаников с точечными вкраплениями окислов марганца. Алевроиты и песчаники имеют мощность до 1 см и проходят в разрезе через 6-8 см. В средней части пачки встречено четыре пласта песчаников, похожих на "кривослоистые" песчаники ильхидагской свиты, но лишенных микроскладчатости. Мощности пластов около 20 см, расстояния между ними около 40 см . . . . . 10
  2. Глины, аналогичные глинам пачки 1, с прослоями тонкослоистых светло-зеленых известковистых алевролитов мощностью около 1 см. Прослои встречаются через 0,5-3 м, часто образуют раздувы размером до 12-14 см и пережимы до 0,5 см; расстояния между раздувами 8-10 см . . . . . 36
  3. Пачка, по составу аналогичная пачке 1 . . . . . 6
- Общая мощность разреза 52 м.

Мощные прослои песчаников, в общем не характерные для свиты, присутствуют в ряде разрезов. Они наблюдались, кроме Юртандагской антиклинали, в Чаркишлакской и Амбизлярской мульдах к востоку от сел. Хильмили (здесь их мощность достигает 1 м), к северу от Тюрфинской антиклинали.

Мощности верхнепалеоценовых отложений увеличиваются от разреза Елдараси на юг и на север, достигая 100 м в амбизлярском разрезе и 80 м в чаркишлакском.

Мощности палеоцена приведены на рис. 11. Имеется большое количество замеров мощностей сумгаитской свиты, но провести изолинии, отражающие тектонические движения палеоценового времени, чрезвычайно трудно. Сумгаитская свита - наиболее пластичная из всех свит, поэтому наблюдаемые мощности, как правило, сильно искажены вторичными процессами - выжиманием пород на одних участках и нагнетанием на других, и отделить первичные изменения мощностей от вто-

ричных для этой свиты особенно трудно. Мощности сумгаитской свиты превышают 300 м лишь в Чаркишлакской синклинали и к югу от Герадильского надвига. Это значительное увеличение мощностей строго выдерживается на значительных расстояниях и является, очевидно, первичным.

В. Е. Хаин (1950) указал, что в палеоцене Вандамский антиклинорий являлся областью размыва. Однако отсутствие обломочных пород в глинах верхнего сумгаита, окружающих антиклинорий, делает этот вывод сомнительным. В. Е. Хаин отмечал также, что размывалась западная часть Тенгинского антиклинория (к югу от Казмакрызского надвига). В этом случае справедливость вывода подтверждается наличием полосы грубообломочных пород, примыкающих к надвигу.

### Эоцен. Коунская свита

Коунская свита была выделена и расчленена на три отдела И. М. Губкиным (1916). В. В. Вебер (1935) выявил фациальные изменения среднего и верхнего отделов свиты. Региональный обзор распространения, литологии, стратиграфии и условий образования коунской свиты Юго-Восточного Кавказа впервые был сделан В. Е. Хаиным (1950); микрофауну, содержащуюся в породах свиты, исследовали Д. А. Агаларова (1940), Д. М. Халилов (1962) и др.

На изученной нами территории отложения коунской свиты распространены широко; причем наблюдается следующая закономерность: севернее Герадильского надвига они выходят на поверхность в ядрах синклиналей, южнее, в бассейне р. Джангичай, почти целиком слагают полосу между горами Коун и Бозбурун, а на юге Центрального Кобыстана обнажаются только в ядрах антиклиналей.

Описание отложений коунской свиты дается по подсвитах: нижняя подсвита соответствует нижнему и среднему эоцену, средняя подсвита — низам, верхняя — верхам верхнего эоцена.

#### Нижняя подсвита (нижний и средний эоцен)

Во всех осмотренных нами обнажениях нижний коун согласно подстилается красными глинами палеоцена. Основными отличиями его от верхнего сумгаита и среднего коуна являются повышенная карбонатность глин и присутствие туфогенных песчаников и пеплов (гиляби).

На территории Северного и Центрального Кобыстана литологический состав нижнего коуна заметно варьирует. Это позволило выделить здесь три фации (рис. 12): хильмилинскую, северокобыстанскую и центральнокобыстанскую. Хильмилинская и сменяющая ее на восток северокобыстанская фации отличаются от центральнокобыстанской присутствием красцветов и сложены глинами, песчаниками, мергелями и вулканическими пеплами, причем две последние разности более характерны для хильмилинской фации. Нижний коун в центральнокобыстанской фации ("мергельный горизонт" И. М. Губкина, 1915; "белый коун" В. В. Вебера, 1935) представлен зелеными мергелями и глинами.

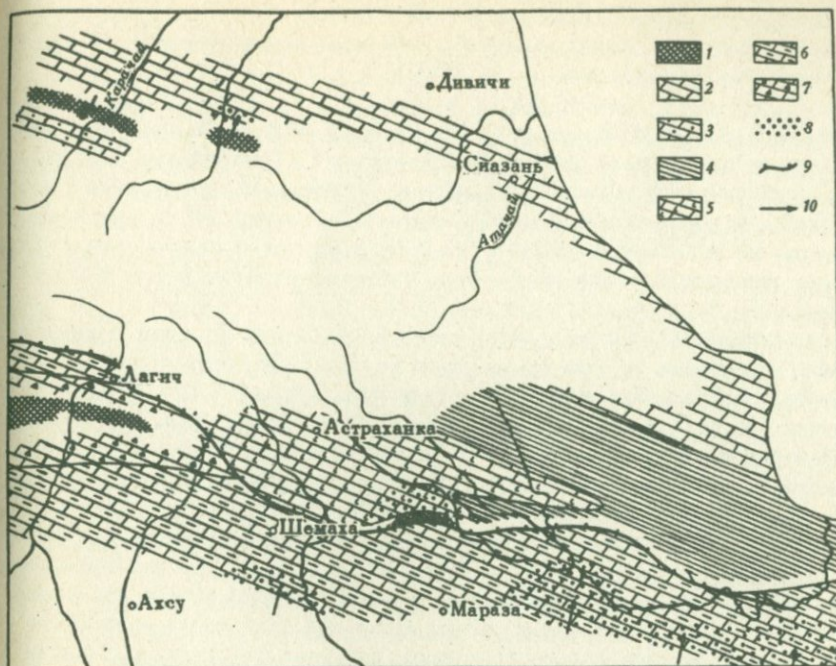


Рис. 12. Фаши нижнего и среднего эоцена (нижняя повита коунской свиты). Составили А. М. Шурыгин и В. А. Селиверстов

1 - области размыва; 2 - мергели и глины (прикаспийско-кубинская фашия); 3 - то же с прослоями песчаников и известняков (будугская фашия); 4 - пестроцветные глины (северокубыстанская фашия); 5 - мергели и глины с прослоями вулканических пеплов (хильмилинская фашия); 6 - глины и мергели (центральнокубыстанская фашия); 7 - мергели, пеплы, местами глыбовые конгломераты (диаллинская фашия); 8 - области повышенного содержания песчаников; 9 - Зангинский и Герадильский надвиги; 10 - направление сноса песчаного материала

В хильмилинской фашии нижний коун сложен чередующимися светлыми мергелями, глинами и вулканическими пеплами с редкими прослоями красноцветов. На южном борту Караязской синклинали, по дороге Хильмили - Агдара, разрез нижнего и среднего эоцена имеет следующее строение (снизу вверх):

Мошность, м

1. Глины красные, красновато-бурые, лиловатые с фиолетовым оттенком, в меньшем количестве зеленовато-серые . . . . . 10-15
2. Глины темные, почти черные, с лиловатым оттенком, с выцветами ярозита . . . . . 20
3. Переслаивающиеся салатные, зеленовато-серые и белесые глины, мергели и вулканические пеплы.

Внутри пачки выделяется интервал, обогащенный красноватыми и темно-красными глинами и мергелями . . . 60-70  
Общая мощность разреза около 100 м.

В районе сел. Х и л ь м и л и характер отложений нижнего коуна изменяется: исчезает нижний красноцветный ("фиолетовый") горизонт, увеличивается количество мергелей и туфов. Ниже урочища Каменные Сады вулканические пеплы слагают заметную часть разреза. Мощность их колеблется от 0,2 до 0,5 м, достигая в одном случае 4 м. Красные глины и мергели приурочены главным образом к верхней части разреза.

На западной окраине сел. Хильмили среди мергелей, глин и пеплов нижнего и среднего эоцена появляются редкие маломощные прослои туфогенных песчаников. Количество последних возрастает в южном направлении. На правом берегу р. К о з л у ч а й, ниже сел. Набур, желтовато-серые мелкозернистые известковистые туфогенные песчаники, встречаясь через 3-4 м, образуют прослои мощностью 10-20 см, иногда до 1 м. Они приурочены к верхней половине разреза. Интересно, что в этом разрезе почти отсутствуют вулканические пеплы.

Северокобыстанская фация представлена главным образом зелеными, реже красными глинами с прослоями мергелей и песчаников. На север и восток от области распространения хильмилинской фации в разрезах нижнего коуна отмечается почти полное исчезновение пеплов и сокращение количества мергелей.

В В е г в е р с к о й, К ы з ы л ч а й с к о й, С у м г а и т с к о й и других синклиналиях разрезы нижнего коуна начинаются "фиолетовым" горизонтом: зеленовато-серыми, почти черными, вишневыми или лиловато-серыми глинами с тонкими прослоями алевритов и песчаников. Мощность горизонта не превышает 25 м. Выше следуют главным образом зеленовато-серые, зеленые и бледно-зеленые глины с редкими прослоями мергелей и песчаников. Близ кровли нижнего коуна обычно встречается маломощная пестроцветная пачка. Мощность нижнего отдела коунской свиты 40-80 м.

Несколько отличается от других разрез нижнего коуна А м б и з л я р с к о й м у л ь д ы. Здесь выше красных глин верхнего палеоцена лежат глины, которые по общему тону пород разделяются на три пачки (снизу вверх): сиреневатую, белесую и зеленую. Для нижней пачки характерно присутствие редких и тонких прослоев черных мелкозернистых марганцовистых песчаников, для средней - зеленых мергелей, для верхней - желтовато-серых, буроватых мелкозернистых, горизонтальнослоистых песчаников; мощность каждого из таких прослоев достигает 0,3 м. Общая мощность нижнего коуна близ сел. Амбизляр составляет 80-85 м.

Центральнокобыстанская фация была выделена В. Е. Хаиным (1950). Если между хильмилинской и северокобыстанской фациями существуют постоянные переходы, то граница их с центральнокобыстанской фацией резкая и проходит по Герадильскому надвигу. Литологический состав нижнего коуна в этой фации постоянный - это чередование светло-зеленых, зеленовато-серых и зеленых карбонатных глин и мергелей.

Встречаются прослойки светло- и желтовато-серых известковистых криво- и горизонтальнослоистых песчаников, мощность которых достигает 0,5 м. Количество прослоев в различных разрезах варьирует, но к югу наблюдается отчетливая тенденция к их увеличению. Центральнокобыстанская фация распространяется от Апшеронского полуострова до Лагичских гор. К северу и югу от Лагичских гор в мергелях и глинах нижнего коуна появляются пачки туфов и туффитов и пласты конгломератов, иногда глыбовых, состоящих из сеноманских туфопесчаников; это диаллинская фация, выделенная В. Е. Хаиным.

Прикаспийско-кубинская фация нижнего коуна представлена, по В. Е. Хаину (1950), зеленоватыми мергелями и глинами с обильной вкрапленностью хорошо окристаллизованного пирита. В низах ее местами появляются прослойки розовых глин, а на границе с сумгаитской свитой в устье Нардаранского оврага отмечена небольшая пачка стально-серых некарбонатных глин с окислами железа и ярозитом.

С северокубыстанской описываемая фация связана постепенным переходом. Разрез нижнего и среднего эоцена переходной зоны, описанный нами в Ч а р к и ш л а к с к о й с и н к л и н а л и, грубо подразделяется на две пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глины темно-серые, почти черные, лиловатые и красновато-коричневые, переслаивающиеся с мелкозернистыми черными марганцовистыми песчаниками ("фиолетовый" горизонт). Песчаники образуют прослойки мощностью 1-3 см, встречающиеся через 0,2-0,5 м . . . . . 18-22
2. Глины темно-серые и зеленые и мергели зеленые и светло-зеленые. Поверхности трещин покрыты пленками окислов марганца . . . . . 45-50

В области Главного Кавказского хребта коунские отложения известны только в Б у д у г с к о й м у л ь д е. Будугская фация нижнего коуна, как отмечает В. Е. Хаин (1950), чрезвычайно своеобразна и непохожа на остальные. В низах разреза залегают карбонатные глины с мелкими железо-марганцовистыми конкрециями, которые вверх сменяются мергелями и известняками с прослоями известковистых песчаников и глинистых гравелитов. Близ кровли переслаивание песчаных известняков, мергелей и глин имеет отчетливо выраженный флишевый характер. Общий тон толщи зеленоватый.

Ранне- и среднеэоценовый возраст описанных отложений доказывается присутствием в них фораминифер *Globorotalia subbotinae* Morosova, *G. marginodentata* Subbotina, *G. crassa* Cushman., *G. aragonensis* Nuttal, *G. crassiformis* (Gall. et Wiss.) и других, приведенных в работе Д. М. Халилова (1962).

Приведенные данные по литологической изменчивости отложений позволяют сделать некоторые выводы о палеогеографической обстановке осадконакопления. Песчаность мергелей нижнего коуна будугской и прикаспийско-кубинской фаций может служить признаком существования

суши на западе Тенгинско-Бешбармакской кордильеры; в то же время обломочный материал мог приноситься сюда течениями.

Ввиду полного отсутствия данных трудно судить, что представляли собой в это время западные части Конагкендской и Бабадагской ступеней. Восточная часть Ковдагской ступени служила областью осадконакопления. Присутствие глыбовых конгломератов вокруг Лагичских гор служит бесспорным доказательством существования здесь области размыва. Западнее р. Ахсу Вандамский антиклинорий перекрывается Герадильским (Зангинско-Герадильским) надвигом, смещающим все фациальные границы. Обломочный материал мощных туфогенных песчаников, распространенных южнее сел. Набур, приносился скорее всего из восточной части Вандамского антиклинория, сложенного туфогенными песчаниками.

Увеличение песчаности отдельных разрезов Центрального Кобыстана на юг указывает на существование области размыва в Центральном или Южном Кобыстане.

#### Средняя подсвета (нижняя половина верхнего эоцена)

Средний коун характеризуется повышенной битуминозностью глин и присутствием пиробитуминозных "рыбных" сланцев, что делает его похожим на майкопскую свиту. Фациальная изменчивость его впервые описана В. В. Вебером (1935, 1939). Названный автор выделил северную зону (зеленовато- и коричневатобурые глины с пиробитуминозными сланцами и песчаниками), центральную, или джангичайскую, отличающуюся от северной повышенным количеством пиробитуминозных сланцев, и южную (пиробитуминозные сланцы отсутствуют). В Центральном Кобыстане им же была выделена шахандагская фация, в разрезах которой заметную, а иногда и решающую роль играют песчаники. В. Е. Хаин (1950), приняв в целом схему В. В. Вебера, объединил северную и центральную фации под общим названием джангинской; мы принимаем название, предложенное В. Е. Хаиным.

В процессе полевых работ нам удалось выяснить, что в районе развития шахандагской фации выделяются две площади, где песчаники слагают более половины мощности разрезов среднего коуна (сарыжугинская и набурская фации).

Карта фаций среднего коуна приведена на рис. 13.

Джангинская фация представлена глинами зеленоватых и буроватых оттенков, пиробитуминозными сланцами и расчленяется на две пачки. Нижняя пачка сложена переслаивающимися зеленовато-серыми, оливково-бурыми, коричневатобурыми, бурыми, иногда сиреневыми некарбонатными и сланцеватыми глинами и черными пиробитуминозными сланцами с выцветами и включениями гипса и ярозита. В верхней пачке пиробитуминозных сланцев значительно меньше, но появляются прослои песчаников. Пиробитуминозные сланцы представляют собой плиточную породу черного цвета, содержащую остатки рыб. Как уже отмечалось, джангинская фация среднего коуна напоминает майкопскую свиту. Сходство увеличивается благодаря присутствию в коуне желтоватых массивных и брекчированных доломитовых мергелей и эллипсоидальных конкреций кремнистого известняка.

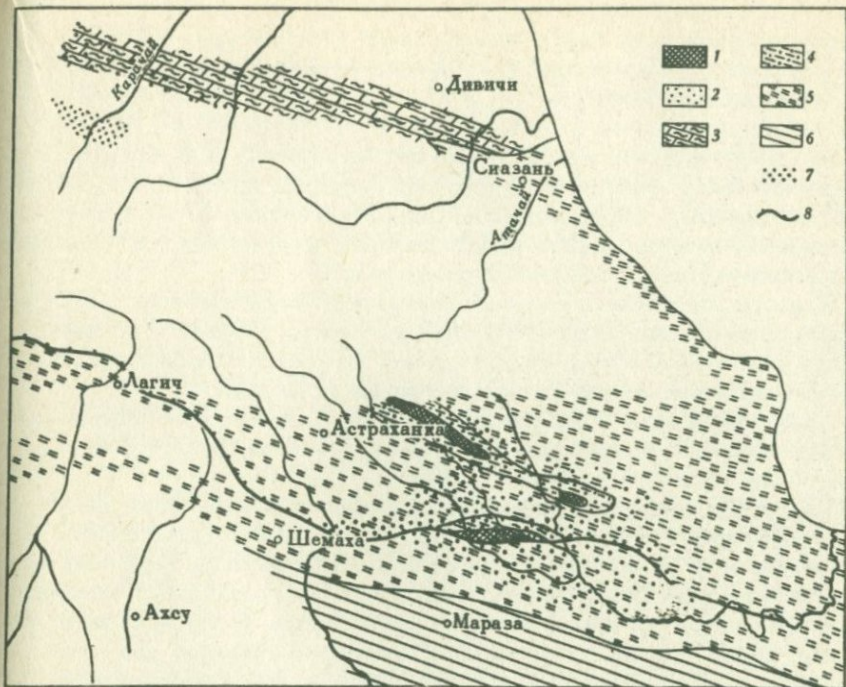


Рис. 13. Фации нижней части верхнего эоцена (средняя подсвита коунской свиты). Составили А. М. Шурыгин и В. А. Селиверстов

1 - области размыва; 2 - кварцевые алевролиты и песчаники (будугская фация); 3 - битуминозные мергели и сланцы (прикаспийско-кубинская фация); 4 - темные глины с прослоями пиробитуминозных сланцев (джангинская фация); 5 - песчаники с прослоями глин (сарыджулгинская и набурская фации); 6 - зеленовато- и коричневатосерые глины (центральнокубыстанская фация); 7 - области повышенного содержания песчаников; 8 - Зангинский и Герадилский надвиги

Мощность джангинской фации среднего коуна колеблется от первых десятков метров в Северном Кубыстане до 300-350 м в Центральном Кубыстане.

Сарыджулгинская и набурская фации сильнопесчанисты: песчаники составляют более половины мощности разреза. Первая фация как бы окаймляет Алашаское поднятие и его восточное продолжение, достигающее до горы Шихандаг. Разрез нижнего коуна на северном крыле Шихандагской антиклинали, близ зимника Сарыджулгия, имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глины зеленовато-серые, коричневатобурые и бурые, пиробитуминозные сланцы . . . . . 25
2. Глины зеленовато-серые, коричневатые, краснокоричневые, песчаники серые, мелко- и среднезернистые,

иногда крупнозернистые, слагающие 90% разреза . . . . .	95
3. Переслаивание глин с песчаниками; обе породы находятся в приблизительно равных соотношениях . . . . .	90
Общая мощность 210 м.	

На р. Ч и к и л ч а й, в 0,4–0,6 км выше устья р. Кямалчай, т.е. на южном крыле Алаташского поднятия, средний коун представлен пачкой, сложенной в основном песчаниками, мощностью 30 м. Песчаники желтовато- и темно-серые, иногда черные (марганцовистые), мелко- и среднезернистые, горизонтальнослоистые.

В набурской фации песчаники, слагающие более половины разреза и образующие прослой мощностью до 2 м, распространяются по всей толще равномерно. Интересно отметить, что в Беглярской синклинали средний коун снова приобретает двучленное строение.

Сарыджулгинская и набурская фации окаймляются областью пониженного содержания песчаников, где последние составляют от 10–15 до 50% общей мощности среднего коуна.

Центральнокобыстанская фация в Центральном Кобыстане имеет преимущественно глинистый характер. Преобладают некарбонатные зеленоватые и коричневатые глины с выцветами ярозита. Пиробитуминозные сланцы практически отсутствуют. Редко встречаются тонкие прослой "кривослоистых" известковистых алевролитов. В 40–60 м выше подошвы среднего коуна алевролиты и песчаники образуют две пачки мощностью по 10–15 м, разделенные глинами. Эти пачки являются своеобразными маркирующими горизонтами, отчетливо прослеживающимися на аэрофотоснимках. Мощность среднего коуна центральнокобыстанской фации превышает 350 м.

Прикаспийско-кубинская фация представлена (по В. Е. Хаину, 1950) темно-серыми, почти черными битуминозными мергелями, содержащими остатки рыб и выцветы ярозита по трещинам. Встречаются прослой таких же темных некарбонатных глин. В бассейнах рек Кудиалчай и Карачай мергели и глины среднего коуна приобретают некоторую песчанистость.

Будугская фация в Будугской мульде сложена пачкой белых, с поверхности светло-желтовато-серых, в тонких пластах иногда ожелезненных некарбонатных рыхлых кварцевых алевролитов или мелкозернистых песчаников, расслоенных темно-зелеными, при выветривании заметно светлеющими некарбонатными глинами, а также, особенно в верхах, пакетами тонкочередующихся белых песчаников и зеленых глин (Хаин, 1950). Мощность среднего коуна в Будугской мульде достигает 75 м.

Верхнеэоценовый возраст среднего коуна доказывается находками обильной микрофауны, списки которой приведены Д. М. Халиловым (1962).

Палеогеографическая обстановка среднекоунского времени по сравнению с раннекоунским несколько усложняется. По-прежнему ее нельзя реконструировать для области современного Главного Кавказского хребта. Южнее, на территории Северо-Западного Кобыстана, по при-

существованию песчаников устанавливается, что отдельные участки Алаташского поднятия представляли собой области размыва. Наличие песчаников в набурской фации указывает на существование областей размыва, располагавшихся на месте современной Юртандагской антиклинали.

Поднятия Лагичских гор в среднекоунское время, по-видимому, не существовало, судя по тому, что они окаймлены исключительно глубоководными глинами и пиробитуминозными сланцами; подобное предположение ранее было высказано В. Е. Хаиним (1950). Влияние Южно Кобыстанской суши, четко проявившееся в раннем и среднем эоцене, в начале позднего эоцена ни в чем не выразилось; по-видимому, поднятие в это время прекратилось.

Большое количество песчаников будугской фации, а также некоторая песчанность битуминозных мергелей прикаспийско-кубинской фации не свидетельствуют о близости области размыва. Кварцевый состав песчаников и алевролитов будугского среднего коуна скорее всего служит указанием на существование где-то на западе широкой выровненной суши, с которой реки сносили кварцевый материал.

Характер микрофауны (Халилов, 1962), а также повышенная битуминозность глин и присутствие пиробитуминозных сланцев свидетельствуют о том, что глубины среднекоунского бассейна превышали 300 м и что осадконакопление происходило в обстановке сероводородного заражения.

#### Верхняя подсвита (верхняя половина верхнего эоцена)

В. Е. Хаин (1950) выделил пестроцветную северокобыстанскую и зеленоцветную южнокобыстанскую фации. В данной работе южнокобыстанская фация называется центральнокобыстанской по аналогии с наименованиями распространенных на этой же территории фаций нижнего и среднего коуна. Распределение этих фаций по площади отражено на рис. 14.

Северокобыстанская фация представлена красными и зелеными глинами. Верхняя подсвита здесь почти везде имеет двучленное строение, при этом нижняя пачка характеризуется большей красноцветностью по сравнению с верхней. В качестве типичного можно привести разрез, описанный нами южнее урочища С и а б е н д (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глины слоистые, красные (в отличие от других красноцветных толщ имеют яркую вишневую окраску), в которых содержатся маломощные (5–10 см) прослои жирных зеленых глин и несортированных среднезернистых песчаников. Прослои зеленых глин встречаются через 1,5–2,0 м. Переход от среднего коуна постепенный; подошва верхнего коуна отбивается по появлению первых прослоев красных глин . . . . . 40–50
2. Глины зеленые, образующие пласты мощностью 2–3 м. Содержат прослои коричневатых глин, рыхлых несортированных песчаников (5–10 см) и желтовато-серых

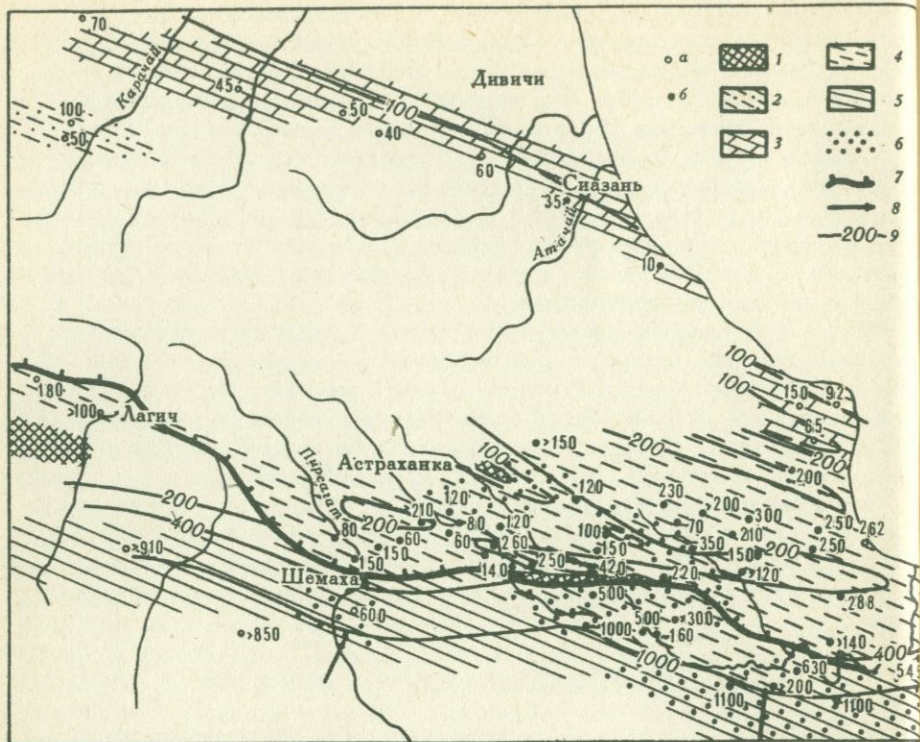


Рис. 14. Фаши верхней части верхнего эоцена (верхняя подсвита коунской свиты). Составили А. М. Шурыгин и В. А. Селиверстов

1 - области размыва; 2 - глины и песчаники (будугская фашия); 3 - пестроцветные мергели и мергелистые глины (прикаспийско-кубинская фашия); 4 - красные и зеленые глины (северокобыстанская фашия); 5 - зеленые глины с редкими прослоями мергелей (центральнокобыстанская фашия); 6 - области повышенного содержания песчаников; 7 - Зангинский и Герадильский надвиги; 8 - направление сноса обломочного материала; 9 - изопахиты эоцена. Мощности (в м) эоцена (коунская свита): а - по литературным, б - по нашим данным

мелко- и среднезернистых плотных песчаников (10-15 см). Последняя разность, так же как и красные глины, встречается очень редко . . . . . около 30  
Общая мощность верхней подсвиты 70-75 м.

Количество красцветов в этих пачках по площади сильно изменяется: севернее Эшшахелинского надвига они преобладают; южнее, близ границы с центральнокобыстанской фашией, встречаются только в нижней пачке, в то время как верхняя сложена исключительно зелеными глинами. Постоянным компонентом разрезов верхнего коуна североко-

быстанской фации являются песчаники. Однако содержание их заметно варьирует от разреза к разрезу. Выделяются две области, где оно достигает 15–20%; первая оконтуривает погружение Алаташской антиклинали, вторая приурочена к северному крылу Юрtandaгской антиклинали, т.е. к области развития сарыджулгинской и набурской фаций среднего коуна.

Центральнокобыстанская фация в Центральном Кобыстане представлена совершенно иными породами – главным образом зелеными глинами ("зеленый коун") с редкими прослоями мергелей и светло-желтых глинистых доломитов. Часто встречаются песчаники, сложенные серыми, темно- и зеленовато-серыми мелкозернистыми разностями с нарушенной горизонтальнослоистой текстурой. Мощность прослоев колеблется от первых сантиметров до 0,5 м. Изредка встречаются маломощные прослои гравелитов, состоящих из окатанной галечки темно-зеленых глин. В. Е. Хаин (1950) указывает, что в среднем течении р. Пирсагат содержание песчаников в верхнем коуне возрастает к югу. Наши исследования также показали, что область повышенного содержания песчаников приурочена к Центральному Кобыстану.

Мощность верхней подсвиты центральнокобыстанской фации превышает 300–320 м.

Прикаспийско-кубинская фация в пределах К у с а р о – Д и в и ч и н с к о г о синклинория и Ш у р а а б а д с к о й синклинали представлена толщей мергелей и карбонатных глин, зеленоватых и белесых. Присутствует пестроцветная пачка этих пород, которая в Шурабадской синклинали приурочена к средней части, а в бассейне р. Кудиалчай – к верхам разреза.

Верхняя подсвита, обнажающаяся вдоль Казмакрызского надвига, содержит, как указывает В. Е. Хаин (1950), прослой разнозернистых известковистых песчаников и пласт мелкого конгломерата из гальки светлых известняков верхнего мела и нижнего коуна.

Будугская фация верхней подсвиты в Б у д у г с к о й синклинали, согласно залегающей на средней, представлена часто переслаивающимися красными и зеленоватыми карбонатными глинами. Начиная с середины свиты появляются мощные рыхлые кварцевые песчаники, а красноцветные глины, по-видимому, исчезают.

Микрофауна, содержащаяся в породах верхнего коуна, детально изучалась Д. М. Халиловым (1962). Выделенные им микрофаунистические горизонты (горизонт с *Globigerinoides conglobatus* и горизонт с *Nonion curviseptum*) присутствуют во всех полных разрезах палеогена.

Анализ фаций верхнего коуна позволяет прийти к следующим выводам.

Присутствие грубообломочного материала в мергелях и глинах прикаспийско-кубинской фации свидетельствует о том, что отдельные участки Тенгинско-Бешбармакской кордильеры представляли собой сушу и размывались. Кварцевые песчаники будугской фации, по-видимому, так же как и в среднекоунский век, приносились откуда-то с запада, с широкой и в достаточной степени пенепленизированной суши. Неясно, являлась ли сушей область современного Главного Кавказского хребта (западные части Конагкендской, Бабадагской и Ковдагской

ступеней). Имеющийся фактический материал не позволяет сделать каких-либо определенных выводов; малое количество обломочных пород в северокобыстанской фации является косвенным свидетельством широкого распространения моря и на этой территории. Однако можно не сомневаться в том, что существовали отдельные острова (в частности, Гуздучайско-Алаташский) или цепочка островов.

Для области повышенного содержания песчаников, расположенной севернее Герадильского надвига, в междуречье Козлучая и Чикилчая, источником обломочного материала мог быть остров на месте Юртандагской антиклинали или же на восточном продолжении Вандамского антиклинория, ныне перекрытого Герадильским надвигом.

Нет никаких признаков того, что поднятие Лагичских гор в позднекоунское время служило источником сноса обломочного материала (Хаин, 1950). Увеличение количества песчаников в центральнокобыстанской фации на юг свидетельствует о возобновлении размыва в Южном Кобыстане.

Позднекоунский бассейн в целом был достаточно глубоким. Осадочное накопление в нем шло на глубинах более 200 м, где не сказывалось влияние волнений.

Итак, можно констатировать, что в эоценовое время рассматриваемая нами территория развивалась по одному плану. Устойчиво существовала Тенгинско-Бешбармакская кордильера, южная суша, Алаташский (Гуздучайский) и Юртандагский (Восточно-Вандамский) острова. Эти поднятия фиксируются по изменению не только фаций, но и мощностей: все они являются областями нулевых или пониженных мощностей (см. рис. 14).

В Прикаспийско-Кубинской полосе и тяготеющей к ней Шураабдадской синклинали мощности коунской свиты не превышают 200 м. На территории Северного Кобыстана мощность эоцена изменяется от 0 до 400 м и более. По изопакте 200 м здесь выделяются несколько прогибов: Чаркишлакский, Амбизляр-Вегверский и Хильмили-Кендинский, которые разделяются узкими на востоке и расширяющимися на запад зонами пониженных мощностей, соответствующими Куркачидагскому и Алаташскому поднятиям. Приблизительно на долготе сел. Перекишкюль эти поднятия погружаются.

В отличие от расположенных севернее Чаркишлакского и Амбизляр-Вегверского прогибов Хильмили-Кендинский прогиб имеет очень узкое западное окончание, несмотря на то, что мощность коуна в отдельных впадинах превышает 400 м. Южнее этого прогиба располагается Юртандагская зона нулевых мощностей, протягивающаяся вдоль северного крыла Герадильского надвига. С севера она окаймляется зоной мощностей менее 200 м, на востоке узкой, а на западе расширяющейся и соединяющейся в районе сел. Хильмили с Алаташской зоной. К югу от Юртандагской антиклинали мощности коуна резко возрастают, достигая 1000 м и более; такой перепад мощностей приурочен, по-видимому, к границе Центрального и Южного Кобыстана.

Майкопская свита была выделена и описана на Северном Кавказе, близ г. Майкопа (К. И. Богданович и др., 1912). Присутствие ее стратиграфических аналогов в Азербайджане отмечалось еще раньше: Д. В. Голубятников (1904, 1914) описал амфилиевые слои, имеющие, как он предполагал, олигоценый возраст, и расчленил их снизу вверх на 1) слои с *Lemna*; 2) слои с *Amphisyle* и 3) слои с *Cedroxylon*. В том же году И. М. Губкин (1914), проводивший геологические исследования на Сумгаитском планшете, установил, что амфилиевые глины занимают то же стратиграфическое положение, что и майкопская свита на Северном Кавказе, т.е. перекрываются спириалисовыми, а подстилаются фораминиферовыми слоями (коунской свитой). В 1915 г. И. М. Губкин, констатируя присутствие майкопской свиты на Учтапинском и Коунском листах, выделил между нею и фораминиферовыми слоями "переходную" свиту, которая наряду с типичными майкопскими породами (шоколадно-коричневые глины и черные пиробитуминозные сланцы) содержала "коунские" разности (зеленовато-серые и серые известковистые и неизвестковистые глины). И. М. Губкин считал, что майкопская и переходная свиты имеют позднеолигоценый - раннемиоценовый возраст, подчеркивая при этом неопределенность стратиграфического положения "переходной" свиты.

Н. С. Шатский (1925) предложил двучленное деление майкопской свиты Дагестана. Сопоставляя майкопские образования Кобыстана и Дагестана, Н. С. Шатский и В. В. Меннер (1927) пришли к выводу, что в Азербайджане нижнему майкопу отвечает "переходная" свита, а верхнему - собственно майкопская свита в понимании И. М. Губкина.

Детализация стратиграфии майкопа Кобыстана была проведена В. В. Вебером (1928). Оставив объем нижнего майкопа без изменения, В. В. Вебер разделил верхний майкоп на три части (снизу вверх):  $Mkr_2^a$  - горизонт с конкрециями (рики) (шоколадно-коричневые листоватые глины с доломитовыми и сидеритовыми септариями);  $Mkr_2^b$  - сидеритовый горизонт (черно-бурые железистые глины с песчаниками, конкрециями и линзами сидерита);  $Mkr_2^c$  - надсидеритовый горизонт (шоколадно-коричневые глины).

В 1938 г. А. Л. Путкарадзе (Ализаде, 1945), изучавший разрезы и фации майкопской свиты Кобыстана и Шемахинского района, провел границу нижнего майкопа ниже, включив в него пачку зеленовато-серых и шоколадно-коричневых глин с прослоями желтовато-бурых глинистых мергелей, ранее отнесенную В. В. Вебером к верхнему коуну.

А. А. Ализаде (1945) принял объем нижнего майкопа таким, как его понимал А. Л. Путкарадзе, дав горизонтам, выделенным последним автором, свои названия: нижний ( $Mkr_1^1$ , по А. Л. Путкарадзе), соответствующий, по мнению А. А. Ализаде, хадумскому, миатлинскому и части нижнего глинистого горизонта дагестанского майкопа, был назван им мергелистым горизонтом, а верхний ( $Mkr_1^2$ , по А. Л. Путкарадзе), отвечающий остальной части нижнего майкопа, - глинистым.

В. Е. Хаин (1946) ошибочно сопоставлял нижний горизонт  $Mkr_1^1$  А. Л. Путкарадзе со всем нижним майкопом В. В. Вебера и горизонт  $Mkr_2^2$  - с нижней пачкой горизонта с конкрециями, выделенной также В. В. Вебером. Последний горизонт, соответствующий, по представлениям В. Е. Хаина, муцидикало-миатлинским слоям, залегаает, таким образом, между кровлей нижнего майкопа В. В. Вебера и первыми пластами с септариями. Однако В. В. Вебер указывал, что расчленение им  $Mkr_2^2$  на пачки имеет местное значение; следовательно, пачка глин с септариями не имеет строгой стратиграфической приуроченности.

Б. П. Жижченко высказал предположение о том, что "нижний майкоп" Кобыстана соответствует хадумскому горизонту. "Под нижним майкопом... в Кобыстане понимается толща, охарактеризованная хадумской ихтиофауной, в то время как муцидикало-миатлинская толща Дагестана не содержит фауны... Не исключено соответствие "нижнего майкопа" кобыстанских геологов хадумскому горизонту, а "верхнего майкопа" последних - всему майкопу в понимании дагестанских геологов (Жижченко, 1940, стр. 34).

Все сказанное показывает, что единой стратиграфической схемы расчленения майкопской свиты не существует (табл. 2). Такое положение обусловлено тем, что в основу расчленения майкопской свиты были положены главным образом литологические признаки без детального изучения олигоцен-нижнемиоценовой фауны.

Микрофауна встречается практически только в низах свиты. В работах А. А. Ализаде (1945) и В. Е. Хаина (1946) приводятся списки форм, характерных для хадумского горизонта (определения Д. А. Агаларовой, З. В. Кузнецовой и др.). В своей монографии Д. М. Халилов (1962) предпринял попытку систематического описания микрофауны палеогена Азербайджана. В основании разрезов майкопской свиты Юнусдагской гряды и близ сел. Перекишкюль им обнаружена микрофауна низов олигоцена предположительно хадумского горизонта.

Систематическое описание ихтиофауны, встречающейся во всех горизонтах свиты, к сожалению, до сих пор отсутствует. Списки различных форм, не привязанных к горизонтам свиты, содержатся в работах А. А. Ализаде (1945), В. Е. Хаина (1946), Д. Д. Джафаровой (1963, 1964), П. Г. Данильченко (1960) и др.

В литературе по геологии Азербайджана широко обсуждался вопрос о предмайкопском перерыве. Вдоль южного края Кусарской ступени этот перерыв устанавливается по присутствию в низах майкопской свиты конгломератов (А. Л. Путкарадзе, по А. А. Ализаде, 1945). Среди микрофауны Прикаспийско-Кубинского района имеется большое количество перемытых палеогеновых и меловых форм (Ализаде, 1945; Халилов, 1962).

Отсутствие в низах майкопа Северного Кобыстана зеленоватых глин, характерных для нижнего майкопа, позволило ряду авторов, вслед за В. В. Вебером (1935), сделать вывод о существовании перерыва и несогласия в основании свиты и в этом районе (Мишунина, 1932, 1934; Хаин, Шарданов, 1954).

Вместе с тем существуют указания на изменение литологического состава нижнего майкопа (переходной свиты И. М. Губкина) и замеще-

Сопоставление схем расчленения майкопской свиты Кобыстана, Апшерона и Дагестана  
(составил В. А. Селиверстов)

Кобыстан и Апшерон						Дагестан (Черные горы)
И. М. Губкин (1915)	Н. С. Шатский, В. В. Меннер (1927)	В. В. Вебер (1935)	А. Л. Путкарадзе, А. А. Ализаде (Ализаде, 1945)	В. Е. Хаин (1950)	А. М. Шурыгин, В. А. Селиверстов (1965 г.)	Н. С. Шатский (1925)
		Надсидеритовый горизонт	Надсидеритовый горизонт	Надсидеритовый горизонт	Надсидеритовый горизонт	Зурамкендский горизонт
Майкопская свита	Верхний майкоп	Сидеритовый горизонт	Сидеритовый горизонт	Сидеритовый горизонт	Сидеритовый горизонт	
		Горизонт реки	Горизонт реки	Горизонт реки		Горизонт реки
				Муцидикаломиатлинская толща	Подсидеритовая толща	Муцидикальский горизонт
Переходная толща	Нижний майкоп	Нижний майкоп	Глинистый горизонт		Переходная толща	Нижний глинистый горизонт
			Мергелистый горизонт	Хадумский горизонт		Миатлинский горизонт
						Хадумский горизонт

Верхний майкоп

Нижний майкоп

ние типичных для него зеленых глин в Северном Кобыстане шоколадно-коричневыми.

И. М. Губкин (1915), В. В. Вебер (1935), А. А. Ализаде (1945), В. Е. Хаин (1946), Д. М. Халилов (1962) и другие констатируют, что майкопская и коунская свиты связаны настолько постепенным переходом, что между ними можно провести только условную границу. Наши наблюдения также показывают, что там, где контакт майкопа с коунским стратиграфический, между названными свитами везде существует постепенный переход. В тех же случаях, когда в подошве майкопа фиксируется перерыв, контакт майкопских и более древних отложений оказывается тектоническим (см. гл. IV).

На присутствие нижнего майкопа в Северном Кобыстане указывали З. А. Мишунина (1934) и М. Ф. Мирчинк (1931). Правда, М. Ф. Мирчинк подчеркивал при этом, что мощность нижнего майкопа непостоянна. Отсутствие зеленоватых глин, характерных для низов майкопской свиты, четко установлено нами только в разрезе к западу от зимника Сарыджулга. Но и здесь олигоцен-нижнемиоценовые отложения связаны с эоценовыми постепенным переходом.

Д. М. Халилов (1962) доказал, что в Северном Кобыстане имеется полный разрез верхнего эоцена. Кроме того, он отмечал присутствие незначительного количества в низах майкопской свиты эоценовых и более древних перемытых форм микрофауны, о чем еще раньше писал А. А. Ализаде (1945).

А. Г. Сеидов (1962) на основании установленного им факта высокой дисперсности глин низов майкопа и постепенного уменьшения ее снизу вверх по разрезу пришел к выводу, что осадконакопление на территории Северного Кобыстана шло в наиболее удаленных от берега условиях.

Обнаружение в хадумском горизонте Кобыстана остатков глубоководных светящихся рыб свидетельствует о том, что глубины олигоценового бассейна превышали 1000 м (Данильченко, 1960). Присутствие суши рядом с такими глубинами должно было бы отразиться на составе майкопских осадков и сказаться в появлении грубообломочных пород.

В свете изложенных данных выводы о предмайкопском несогласии на территории Северного Кобыстана кажутся неправомерными. Представляется более логичным, что та толща, которую И. М. Губкин выделял как "переходную свиту", Н. С. Шатский и В. В. Меннер — как "нижний майкоп" и В. Е. Хаин — как "хадумский горизонт", является не горизонтом, а фацией, замещающейся на север сиреневыми и шоколадно-коричневыми глинами. Однако для окончательного принятия такой точки зрения требуются детальные палеонтологические и литолого-стратиграфические исследования.

В настоящей работе майкопская свита разделена (снизу вверх) на переходную толщу, подсидеритовую толщу, сидеритовый и надсидеритовый горизонты. В понятие "переходная толща", так же как и "подсидеритовая толща", мы не вкладываем стратиграфического смысла, поскольку границы их неопределенны и, по-видимому, скользят по

разрезу. В связи с этим переходная толща, залегающая ниже подсидеритовой, индексируется как  $Pg_2^3 - Pg_3$ . Выше говорилось, что граница переходной толщи и коунской свиты проводится условно: не исключена возможность, что низы переходной толщи принадлежат уже к верхнему эоцену.

Что же касается самой подсидеритовой толщи, то, очевидно, лишь ее верхняя граница будет стратиграфической. Таким образом, если близ зимника Сарыджулгя, например, подсидеритовая толща в нашем понимании будет соответствовать всему нижнему майкопу и горизонту реки, то в остальных местах из нее будет исключаться переходная толща, стратиграфический диапазон которой в местах ее выделения в настоящее время не может считаться точно установленным. На карте (см. приложение) подсидеритовой толще, сидеритовому и надсидеритовому горизонтам дан один индекс  $Pg_3 + N_1^1$ ; выходы сидеритового горизонта, единственного стратиграфического репера в майкопской свите Северного Кобыстана, наносились на карту особым условным знаком.

Майкопские отложения на изученной нами территории занимают почти то же структурное положение, что и коунские. В Северном Кобыстане и в северной части Центрального Кобыстана они выполняют ядра синклиналей; в южной части Центрального Кобыстана олигоцен-нижнемиоценовые породы "переходят" из ядер синклиналей в ядра антиклиналей.

Переходная толща ( $Pg_2^3 - Pg_3$ ) в Центральном Кобыстане ложится на верхний коун с постепенным переходом. Она сложена зеленовато- и коричневатобурными глинами с выцветами ярозита и редкими прослоями бурых рыхлых и железистых плотных песчаников мощностью по 5-10 см (в единичных случаях до 1 м). По данным В. В. Вебера, мощность переходной толщи на восточном берегу Большой Сиякинской синклинали, к юго-юго-западу от горы Кублядаг, равна 150 м, на южном борту Бозбурунской синклинали, южнее горы Джанги, - 85 м. По-видимому, эти цифры несколько занижены, так как В. В. Вебер не включал в объем нижнего майкопа нижележащую глинистую пачку с редкими прослоями желтоватых и коричневатых доломитовых мергелей (мергелистый горизонт А. А. Ализаде).

К северу от горы Тува, вдоль северного борта Тувинской антиклинали, нами описан своеобразный разрез переходной толщи, которая здесь хорошо обнажена. Она сложена чередующимися глинистыми пачками двух типов, мощность каждой из которых равна 15-20 м. В пачках первого типа переслаиваются глины зеленовато- и сиренево-серые (последние образуют прослой в 5-10 см, встречающиеся через 0,5-1,0 м), в пачках второго типа - зеленовато-серые и коричневатобурные (тонкие прослой зеленовато-серых глин повторяются через 0,1-0,3 м). Мощность толщи достигает здесь 100-120 м.

Переходная толща несомненно присутствует (хотя ее картировка затруднена из-за плохой обнаженности) в Шахандагской синклинали, где в урочище Кашкуряк нами описана толща зеленоватых и коричневатобурных глин с гипсом и ярозитом, в Гюмбидагской синклинали

(в 1 км к востоку от сел. Шихляр), в Караязской синклинали (близ сел. Хильмили), а также в Кызылчайской и Вегверской синклиналях, где ее присутствие отмечал М. Ф. Мирчинк (1931).

Нами описано лишь одно обнажение, где породы, свойственные переходной толще, отсутствуют. На южном борту Западно-Кендинской синклинали, в 3-4 км западнее зимника Сарыджулга, глины верхнего коуна вверх постепенно замещаются типично "верхнемайкопскими" породами: сиренево-серыми, шоколадно-коричневыми, черными глинами и пиробитуминозными сланцами.

Микрофауна переходной толщи представлена единичными формами, которые позволяют сделать только самый общий вывод о принадлежности вмещающих их слоев к низам майкопской свиты (Халилов, 1962).

Подсидеритовая толща. Из предыдущего описания ясно, что нижняя граница этой толщи не является стратиграфической, поскольку скользит по разрезу: если в Западно-Кендинской синклинали эта толща отвечает всему нижнему майкопу и горизонту рики, то в остальных местах из нее исключается переходная толща.

Подсидеритовая толща представлена шоколадно-бурыми, шоколадно-коричневыми, сиренево-серыми сланцеватыми, при выветривании распадающимися на листочки глинами с ярозитом, прожилками и включениями гипса. Местами наблюдаются доломитовые септарии длиной до 1,5-2 м, располагающиеся либо беспорядочно, либо цепочками по слоистости. В незначительном количестве встречаются прослои черных и темно-серых пиробитуминозных сланцев, рыхлых, серых и ржаво-бурых мелкозернистых песчаников мощностью по 2-3 см (иногда до 10 см) совсем редко - прослои и линзочки сильно измененного вулканического пепла. В верхней части разреза подсидеритовой толщи, описанного близ зимника Сарыджулга, нами обнаружены рыхлые конгломераты и гравелиты; объяснить происхождение этих грубообломочных пород в настоящее время не представляется возможным. Прослои песчаников более характерны для низов толщи, тогда как конкреции чаще встречаются в верхах (Вебер, 1935; Хаин, 1946).

Для толщи характерно присутствие обильных отпечатков фрагментов и целых рыб (Ализаде, 1945; Джафарова, 1963, 1964; и др.), и окрепневших обломков древесины. В. В. Вебер (1928) описал отсюда полный скелет кита. Микрофауна в этой толще практически отсутствует (Халилов, 1962).

Мощность подсидеритовой толщи изменяется от 300-340 м в Северном Кобыстане (Западно-Кендинская синклинали) до 500-700 м в Центральном Кобыстане.

Сидеритовый горизонт. согласно лежащий на подсидеритовой толще, наблюдался во всех хорошо обнаженных разрезах. Он представлен черно-бурыми, иногда черными сланцеватыми глинами с маломощными прослоями железистых песчаников и желваками темно-серых, почти черных глинистых сидеритов. Мощность горизонта в Северном Кобыстане почти постоянна и равна 35-40 м.

Надсидеритовый горизонт по литологическому составу напоминает подсидеритовую толщу и представлен главным образом шоколадно-ко-

ричевыми, шоколадно-бурыми, сиренево-серыми и серыми некарбонатными глинами с ярозитом. Мощность горизонта в Северном Кобыстане около 40 м. Как и во всем разрезе майкопской свиты, здесь обнаружены многочисленные отпечатки рыб.

Майкопская свита, как установлено Н. С. Шатским (1928), на территории Кобыстана представлена в двух фациях: глинистой северокобыстанской и песчано-глинистой чеильской (рис. 15), самые северные выходы которой изучены нами в урочище Боздаг.

Вышеописанные отложения относятся к северокобыстанской фации.

Чеильская фация майкопской свиты представлена зеленовато-серыми, шоколадно-коричневыми, шоколадно-бурыми, темно-серыми и черными глинами с выцветами ярозита и прослоями пропитанных нефтью песков и рыхлых песчаников. Мощность прослоев песчаных пород 5-10 см. Восточнее урочища Боздаг, на погружении антиклинали с верхним коуном в ядре, нами описана пачка темно-серых и шоколадно-коричневых глин, переслаивающихся с темно-серыми, рыхлыми, пропитанными нефтью мелкозернистыми и горизонтальнослоистыми песчаниками мощностью до 1,4 м. Далее на юг, в Центральном и Южном Кобыстане, песчаность майкопской свиты возрастает, причем мощность песчаников в некоторых случаях достигает 30 м (Хаин, 1946).

К северу от исследованного нами района литологический состав майкопской свиты не изменяется. Лишь вдоль южного края Кусарской ступени в разрезе майкопа появляются обломочные породы: в низах свиты конгломераты из гальки мезозойских и третичных пород, в верхах - песчаники прикаспийско-кубинской фации (Хаин, 1950). Песчаники и гравелиты появляются также к северу от поднятия Лагичских гор (лагичская фация верхнего майкопа, Хаин, 1950).

Палеогеографическая обстановка в олигоцен-раннемиоценовое время была своеобразной и отличной от предшествовавших эпох. П. Г. Данильченко (1960) считает, что находки глубоководных рыб в хадумском и тарханском горизонтах свидетельствуют о том, что на протяжении всего этого времени майкопское море имело глубины более 1000 м. Исчезновение *Vinciguerra* со среднего олигоцена связано, как он полагает, не с уменьшением глубин, а с высоким уровнем застойной, зараженной сероводородом зоны. Современное поднятие Главного хребта, по-видимому, представляло собой область осадконакопления, хотя Д. М. Халилов (1962) отрицает присутствие там (а именно в Бугдугской мульде) пород олигоцен-раннемиоценового возраста. Кроме того, глубоководный характер пород майкопа Северного Кобыстана и слабая их песчаность говорят об отсутствии на севере близлежащих областей размыва.

Впадина майкопского моря была ограничена с севера Тенгинско-Бешбармакской кордильерой (Хаин, 1950), поставившей грубообломочный и песчаный материал в майкопский бассейн на территории Кусарской ступени, а с юга Ширванской сухой (Хаин, 1950), откуда поступал песчаный материал чеильской фации.

Мощности отложений майкопской свиты (см. рис. 15) распределяются следующим образом. На Кусарской ступени и в зоне Центрального и Южного Кобыстана они превышают 1500 м, причем наблюдается

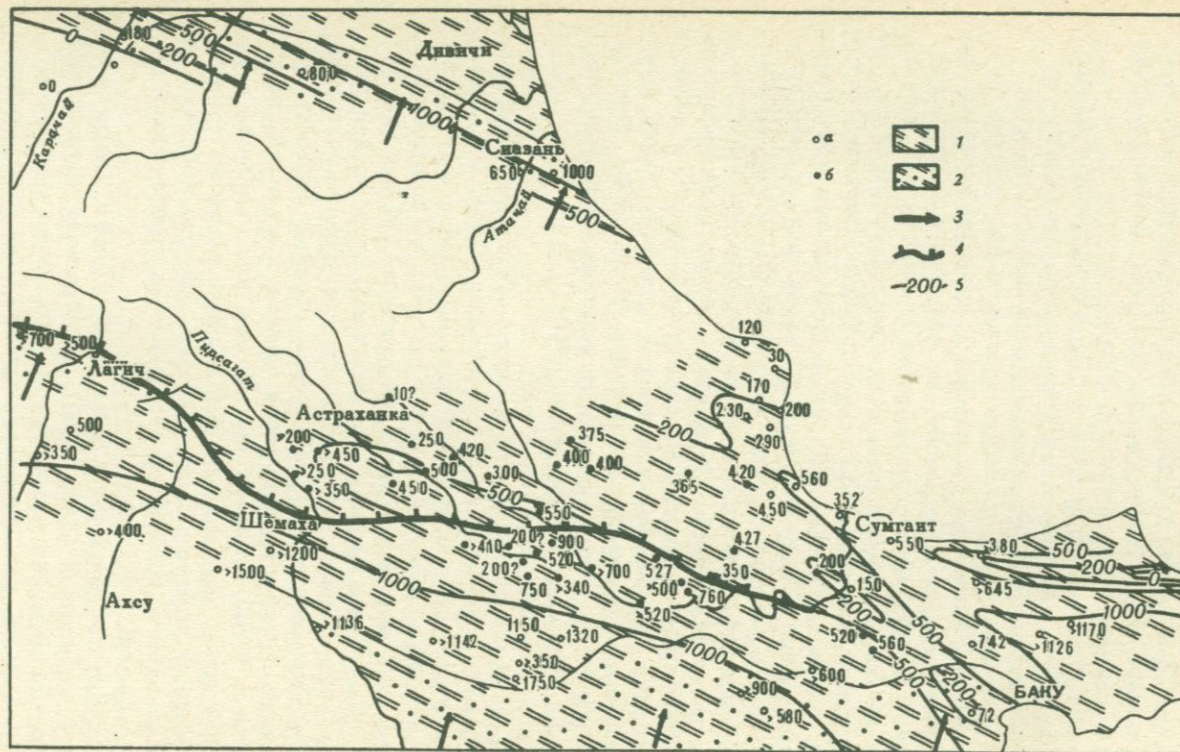


Рис. 15. Фации верхней части майкопской свиты. Составили А. М. Шурыгин и В. А. Селиверстов

1 - темные глины и пиробитуминозные сланцы с ярозитом; 2 - то же с прослоями песчаников;  
 3 - направление сноса обломочного материала; 4 - Зангинский и Герадильский надвиги; 5 - изопохиты олигоцена и нижнего миоцена. Мощности (в м) олигоцена и нижнего миоцена (майкопская свита):  
 а - по литературным, б - по нашим данным

постепенное увеличение их в первом случае к северу от Казмакрызско-Сиазанского разрыва, во втором - к югу от Герадийского надвига. В Северном Кобыстане и в Прикаспийской полосе мощности олигоцен-нижнемиоценовых пород в основном не более 500 м, они увеличиваются только в полосе сел. Хильмили - междуречье Козлучая и Чикилчая.

Если тектонический план развития Кобыстана в олигоцене - раннем миоцене оставался унаследованным от эоценового времени, то план Апшеронской области претерпел существенные изменения, что нашло свое отражение в распределении мощностей (Потапов, 1954). Закладывались структуры "каспийского" простиранья, вырисовывающиеся по уменьшенным мощностям поднятия на месте современного Западно-Апшеронского антиклинория и Центрально-Апшеронского прогиба, которые протягиваются на северо-запад до бассейна р. Вегвер.

### Средний и верхний миоцен. Диатомовая свита

Диатомовая свита, впервые выделенная И. М. Губкиным (1916), была расчленена Н. С. Шатским и В. В. Вебером (1931) на ряд самостоятельных свит (снизу вверх): сиякинскую, чикильчайскую, байгушкаинскую, ахудагскую и бюргутскую, которые, по мнению авторов, стратиграфически отвечают соответственно тарханскому и чокракскому, караганскому, конкскому, сарматскому и мэотическому горизонтам. На практике исследователи Кобыстана столкнулись с тем, что картировать эти горизонты, как правило, невозможно ввиду большого сходства их литологического состава. Нам также пришлось отказаться от такого дробного членения и картировать диатомовую свиту в целом. Особыми условными знаками отмечались прослеженные выходы чокракского, сарматского и мэотического горизонтов (см. приложение).

Н. С. Шатский и В. В. Вебер установили, что разрез отложений диатомовой свиты в Кобыстане четко разделяется на две части. Нижняя, соответствующая среднему миоцену, нижнему и среднему сармату, представлена в Северном и Центральном Кобыстане светло- и желтовато-серыми глинами и диатомовыми сланцами с прослоями доломитов и, реже, вулканических пеллов. На юге Центрального Кобыстана среди этих пород появляются песчаники (чеильская фация).

Верхняя часть диатомовой свиты, отвечающая верхнему сармату и мэотису, представлена в Центральном Кобыстане толщей глин с конгломератами и мощными доломитами, исчезающими на юге Центрального Кобыстана. Присутствие стратиграфических аналогов в Северном Кобыстане нам представляется спорным, хотя З. А. Мишунина (1934), а вслед за ней и В. Е. Хаин (1950) считают, что они там развиты локально.

В литературе имеются указания на существование в Кобыстане предчокракского перерыва, который привел к размыву тарханского горизонта и верхней части майкопской свиты. Так, З. А. Мишунина (1934) считает, что в районе сел. Караджулло по крыльям Чайкурбанчинской синклинали чокрак налегает непосредственно на подsiderито-

вую толщу. По мнению Т. А. Горшенина (Григорьянц, 1962), аналогичные соотношения существуют южнее сел. Хильмили, на восточном и северо-восточном замыкании Хильмилинской антиклинали. Наши исследования показали, что контакт чокрака и майкопской свиты в Чайкурбанчинской синклинали, безусловно, тектонический; ряд контактов этих свит на замыкании Хильмилинской синклинали также является тектоническим. Предчокракским размывом можно объяснить лишь характерное для последнего участка уменьшение мощности надсидеритового горизонта.

Чокракский (и тарханский?) горизонты были объединены Н. С. Шатским и В. В. Вебером в сякинскую свиту.

Тарханский горизонт залегает на подстилающей его майкопской свите согласно и представлен в основании пластом светло- и зеленовато-серого мергеля мощностью 0,7 м, выше которого следует пачка темно-коричневых некарбонатных глин с редкими прослоями доломитов со *Spirialis* (Хаин, 1946). Мощность от 2 до 75 м.

Чокракский горизонт согласно перекрывает тарханский и сложен темно-серыми, на выветрелой поверхности оливково-серыми, буроватыми, коричневатыми карбонатными слоистыми глинами с прослоями доломитов, иногда брекчированных, с часто встречающимися отпечатками и ядрами *Spirialis*, при выветривании которых породы приобретают своеобразный ноздреватый вид. Доломиты местами кремнистые, темно-серые в свежем изломе, розоватые, кремовые, белесоватые на выветрелой поверхности; они образуют прослои мощностью от 0,08–0,15 до 1,5–2 м; брекчированные разности тесно связаны с нормальнослоистыми. Благодаря присутствию устойчивых к выветриванию доломитов горизонт часто выделяется в рельефе в виде возвышенностей и гривок.

Мощность чокракского горизонта в Северном и Центральном Кобыстане, по данным В. В. Вебера (1935), колеблется в широких пределах: от 7 до 220 м. По нашим данным, средняя мощность чокрака составляет 100–150 м.

Чокракский возраст этого горизонта доказывается наличием в нем соответствующей макро- и микрофауны, списки которой приводятся В. В. Вебером (1935), В. Е. Хаиным (1946) и др.

Караганский горизонт связан с чокракским постепенным переходом. Он представлен неслоистыми, часто известковистыми глинами бурых оттенков, с прослоями белых вулканических пеллов и доломитов, иногда кремнистых и местами брекчированных; отличительным признаком караганских доломитов является отсутствие в них *Spirialis*. По данным В. В. Вебера, в окрестностях сел. Бюргут в составе этой толщи появляются незначительные прослойки песков. Названный автор определяет среднюю мощность горизонта в 70–75 м.

Конкский горизонт по составу напоминает караганский и отличается от него присутствием пакетов светло-серых, на выветрелой поверхности белых листоватых сланцев, содержащих диатомовые водоросли и остатки рыб. Как указывает В. Е. Хаин (1946), дополнительным признаком выделения горизонта из общего комплекса диатомовой свиты служит присутствие *Spirialis*, неизвестных в подстилающих караганских и перекрывающих сарматских породах.

Мощность конкского горизонта составляет в среднем 75–90 м, местами увеличиваясь до 130 м или сокращаясь до 25 м (Вебер, 1935).

Нижний и средний сармат на изученной нами территории разделяется на две части. Нижняя, соответствующая нижнему и среднему сармату, представлена неслоистыми и толстослоистыми известковистыми, иногда песчанистыми серыми и бурыми глинами, содержащими маломощные пачки лиловатых, темно-коричнево-бурых неизвестковистых глин с ярозитом. К таким глинам, напоминающим майкопские, приурочены конкреции кремнистого доломита. Присутствуют прослой желтых песчаных доломитовых мергелей и, реже, вулканических пеплов. Мощности нижнего и среднего сармата 180–200 м (Вебер, 1935). Местами она значительно уменьшается вследствие более позднего размыва.

Описанный стратиграфический интервал характеризуется таким же распределением фаций, какое существовало в майкопское время. На территории Северного и большей части Центрального Кобыстана средний миоцен и средний сармат представлены в основном глинистыми породами (северокобыстанская фация В. Е. Хаина, 1950). На юге Центрального и в Южном Кобыстане в разрезе этой части диатомовой свиты существенную роль начинают играть песчаники и гравелиты, что позволило Н. С. Шатскому и В. В. Веберу выделить здесь по аналогии с майкопской свитой чеильскую песчано-глинистую фацию. Граница этой фации, описание которой дается по В. Е. Хаину, при движении вверх по стратиграфической шкале все далее отодвигается на юг.

В основании разреза диатомовой свиты, выраженной в чеильской фации, среди глин встречаются прослой мелко- и среднезернистых белых, почти кварцевых, иногда косослоистых песчаников. Ближе к кровле среднего миоцена и в нижнем сармате количество песчаников уменьшается; в караганском и конкском горизонтах в песчаниках содержатся гальки мергелей и глин. В среднем сармате осадки, тяготеющие к зоне чеильской фации, еще более приобретают характер мелководно-прибрежных: в выбросах грязевых вулканов обнаружены обломки и глыбы известняков, содержащих среднесарматскую фауну (Хаин, 1946).

Верхний сармат в Северном и Центральном Кобыстане представлен серыми глинами с присыпками песка по плоскостям напластования, прослоями желтых мергелей и желтых "рыбных" сланцев. В средней части толщи появляется значительное количество песков и конгломератов, состоящих из гальки различных пород, преимущественно доломитов и доломитовых мергелей, сцементированных глинистым и песчаным веществом.

Максимальное количество грубообломочных пород наблюдалось в Баландыгской синклинали (северо-восточнее сел. Караджузлю), где верхний сармат залегает на подстилающих отложениях с угловым несогласием, срезая средний и нижний сармат и часть конкского горизонта. Здесь он представлен преимущественно светло-желтыми крупнозернистыми, плохо сортированными, косослоистыми песками, которые расслоены более плотными разностями того же состава. В низах толщи присутствует большое количество глинистых катюшей, которые иногда образуют самостоятельные прослой мощностью

до 0,5 м. В 40–50 м выше подошвы в разрезе появляются конгломераты из крупных (до 10–20 см) плохо окатанных галек доломита, битуминозных сланцев, бежевых песчаников и зеленоватых мергелей (возможно, коунских). Цемент песчанистый, Мощность прослоев конгломератов от 1,5 до 5 м. Мощность верхнего сармата около 150 м.

На юг, восток и северо-восток количество конгломератов сокращается; верхний сармат ложится на средний согласно. В районе сел. Кардужулю преобладают песчаники. Близ горы Большие Сияки, в ядре Малосиякинской синклинали, в основании верхнего сармата В. В. Вебер (1935) описал два пласта конгломератов общей мощностью 8,5 м, с неокатанными валунами местных пород размером до 0,5 м; никаких указаний на присутствие песчаников нет. Если справедливы предположения З. А. Мишуниной, то в Северном Кобыстане, близ сел. Агдара (Карагядукская синклиналь) и к юго-востоку от сел. Касымкент (Западно-Кендинская синклиналь), верхний сармат представлен толщей глин, содержащей один прослой конгломератов мощностью не более 5 м. В разрезах верхнего сармата южной части Центрального Кобыстана грубообломочные породы отсутствуют.

Общая мощность сарматского горизонта, по В. Е. Хаину (1946), в Центральном Кобыстане 62–475 м, а на юге Центрального Кобыстана не превышает 100 м. Сарматский возраст этих отложений устанавливается по наличию в них *Cryptomacra pes-anseris* Mayer., *Macra caspia* Eichw., *M. aff. bulgarica* Teula, пелелипод, остракод и диатомовых водорослей (Шатский, Вебер, 1931; Хаин, 1946; и др.).

Мэотический горизонт лежит на подстилающих отложениях с угловым несогласием, которое достигает в Баланлыгской и Сунгурской синклиналях 5–8°. Горизонт сложен темно-серыми глинистыми и диатомовыми сланцами, отличительная черта которых – способность расслаиваться на выходах в виде гофрированных листочков, напоминающих листы раскрытой и измятой книги (Вебер, 1935), а также доломитами, количество и мощность которых значительно варьируют по площади. Доломиты часто кремнистые, темно- и светло-серые, желтоватые, кремневые, нормальнослоистые и брекчированные. В основании мэотиса доломиты, как правило, образуют горизонт мощностью 40–50 м, выше 1,5–4-метровые слои. В Сунгурской синклинали было прослежено выклинивание этих слоев на северо-запад. Помимо охарактеризованных выше пород, в строении разреза мэотиса участвуют тонкие и редкие прослои вулканических пеплов, а также пески и конгломераты; последние состоят преимущественно из гальки пород диатомовой свиты. Мощность грубообломочных пачек достигает 12–15 м (Хаин, 1950).

Максимальная мощность мэотического горизонта равна в Малосиякинской синклинали 500 м (Вебер, 1935); на юге Центрального Кобыстана она сокращается почти в два раза (Хаин, 1950).

Мэотический возраст горизонта обосновывается находками в нем разнообразной фауны, список которой дан В. Е. Хаиным (1946).

Картина распределения фаций верхнего сармата и мэотиса противоположна той, которая наблюдалась для нижней части диатомовой свиты: конгломераты и кремнистые доломиты верхов сармата и мэотиса

североахудагская фация, по В. Е. Хаину, 1950) на юг выклиниваются. На юге Центрального Кобыстана и в Южном Кобыстане эти отложения представлены глинами с прослоями доломитовых мергелей, доломитов и вулканических пеллов (южноахудагская и южнобюргутская фации, по В. Е. Хаину). В области развития последних фаций разрезы сармата и мэотиса по литологическим признакам практически не различаются.

Как следует из приведенного описания, геологическое развитие диатомового бассейна на территории Кобыстана четко разбивается на два этапа — средний и поздний миоцен. Тектонический план развития Кобыстана в среднемиоценовое время можно считать унаследованным от майкопского. Зона максимального прогибания по-прежнему приурочена к Центральному и Южному Кобыстану; присутствие чеильской фации позволяет сделать вывод, что продолжала существовать южная (Ширванская) суша, темп размыва которой в начале сармата стал опережать темп роста.

По-видимому, начиная с позднего сармата рост ее вообще прекратился. Появление грубообломочных пород в Северном Кобыстане В. Е. Хаин (1950) связывает с расширением поднятия области Главного хребта. В. В. Вебер (1939) считает, что возникновение прибрежных фаций на границе Северного и Центрального Кобыстана обусловлено образованием здесь локальных поднятий. Состояние изученности стратиграфии и литологии верхнего миоцена Кобыстана не позволяет в настоящее время сделать однозначные выводы. Но если основываться на составе конгломератов (отсутствие заведомо мезозойских пород) и их распространении, то предпочтение следует отдать выводам В. В. Вебера.

Сложная геологическая история среднего и позднего миоцена нашла свое отражение в распределении мощностей отложений (рис. 16). На территории Кобыстана выделяются две зоны повышенных мощностей, причём южная, приуроченная к Центральному и Южному Кобыстану, соответствует, по-видимому, максимальному прогибанию в среднемиоценовое, ранне- и среднесарматское время, а северная, располагающаяся в бассейне р. Джанги, — в позднесарматское и мэотическое время. Разделяющая их зона с мощностями менее 400 м соответствует Кафтаранскому поднятию.

Перечисленные зоны сохраняют "кавказскую" субширотную ориентировку. На границе Кобыстана и Апшерона и на самом полуострове по распределению мощностей четко вырисовываются структуры "каспийского" простирания. Это Западно-Апшеронское поднятие, на сочленении которого с Кафтаранским образовался Кергез-Баладжарский выступ, и Центрально-Апшеронский прогиб, протягивающийся от Баку через Бинагади до низовьев р. Сумгаит.

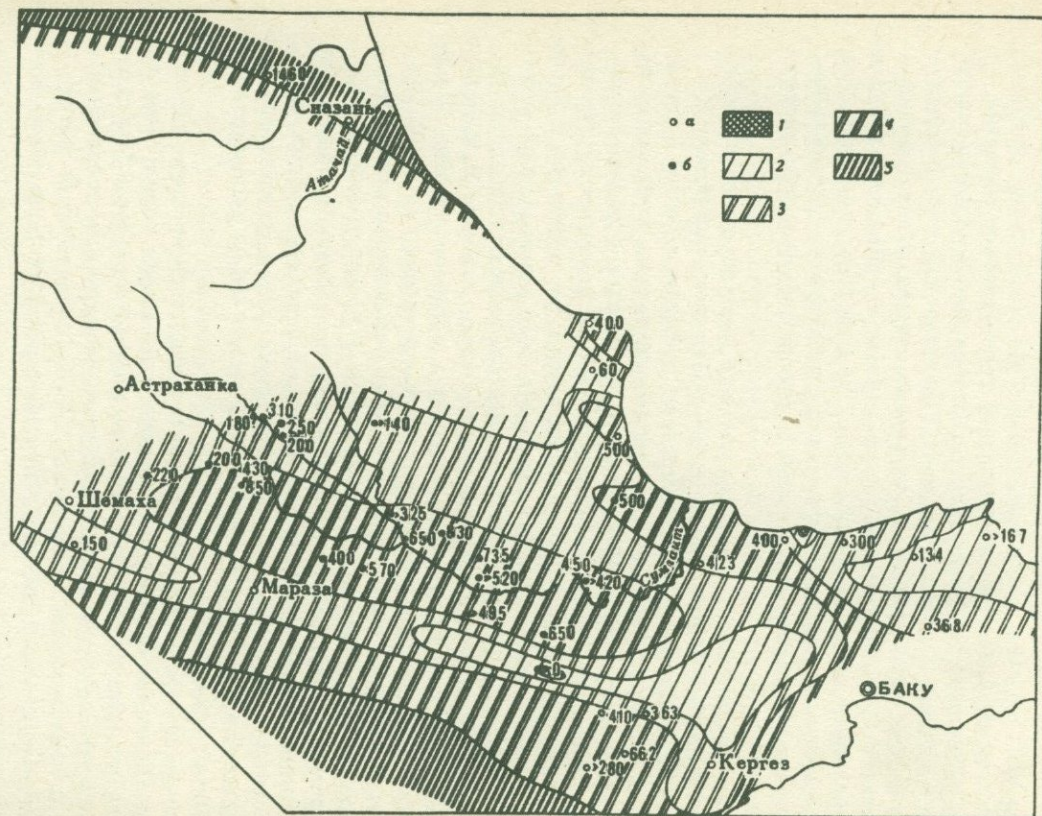


Рис. 16. Мощности (в м) среднего и верхнего миоцена (диатомовая свита). Составили А.М.Шурыгин и В.А.Селиверстов.

а - по литературным, б - по нашим данным

1 - области отсутствия осадков; 2 - 0-200; 3 - 200-400; 4 - 400-1000; 5 - 1000-2000

Заслуга выделения понтического яруса в Азербайджане принадлежит Н.И. Андрусову (1896, 1917 и др.). Разработанная им схема стратиграфии осадков понтического века сохранила свое значение и поныне. Н.И. Андрусов на основании многолетних исследований пришел к выводу, что понтический ярус Азербайджана стратиграфически отвечает нижнему плиоцену и разделяется на нижний, средний и верхний (бабаджанский) горизонты.

Работами А.Г. Эберзина (1959 г.) установлено, что нижний горизонт сопоставляется с евпаторийскими и одесскими слоями, средний — с новороссийским и верхний — с босфорским горизонтом Причерноморья. Последующими исследователями стратиграфический объем этих горизонтов существенно не менялся; В.Е. Хаин (1947) предложил нижний и средний горизонты понтического яруса называть соответственно новороссийским и бинагадинским. Монографическое описание литологии и фауны понтического яруса в последние годы было предпринято В.Г. Векиловым (1962). Предложенные им названия горизонтов приняты в настоящей работе: нижний — новороссийский, средний — шемахинский, верхний — бабаджанский.

На территории изученного нами района понтические отложения залегают на подстилающих с перерывами и угловым несогласием (Вебер, 1935), причем новороссийский горизонт практически везде отсутствует. Глубина предпонтического, ранне- и среднепонтического размыта значительно варьирует. З.А. Мишунина (1934), а вслед за ней и К.А. Ализаде (1940), В.Е. Хаин (1950) и другие считают, что в бассейнах рек Козлучай и Чикилчай понтические ракушняка трансгрессивно перекрывают смятые в сложные складки отложения от нижнего мела до миоцена включительно. Наши наблюдения показали, что упоминаемые этими авторами контакты понтического яруса с подстилающими свитами являются не стратиграфическими, а тектоническими (см. гл. IV). В тех случаях, когда фиксируется заведомо стратиграфический контакт, размыв затрагивает только верхи диатомовой свиты (мэотический и сарматский горизонты).

В.В. Вебер (1935) показал, что севернее горы Кырдаг, на восточном замыкании Каринской синклинали, понтический ярус трансгрессивно перекрывает сначала сякинские, затем майкопские и, наконец, верхнекоунские слои. Наши детальные исследования структуры этого участка показали, что и здесь мы имеем дело с тектоническим контактом. Несомненно, где-то на северо-западе, в области Главного хребта, размывались и более древние породы, о чем свидетельствует находка В.В. Вебером окатанного обломка мелового белемнита в среднем понте Центрального Кобьстана.

Новороссийский горизонт ( $N_{2p1}$ ) на территории Юго-Восточного Кавказа развит очень ограниченно (рис. 17). Его выходы описаны у сел. Сунди (глины, песчаники и известняки сундинской фации В.Е. Хаина, 1950) и близ сел. Бюргут (глины с конгломератами бюргутской фации В.В. Вебера, 1935). В южном направлении эти отложения сменяются глинами, которые слагают нижний отдел понтического яруса

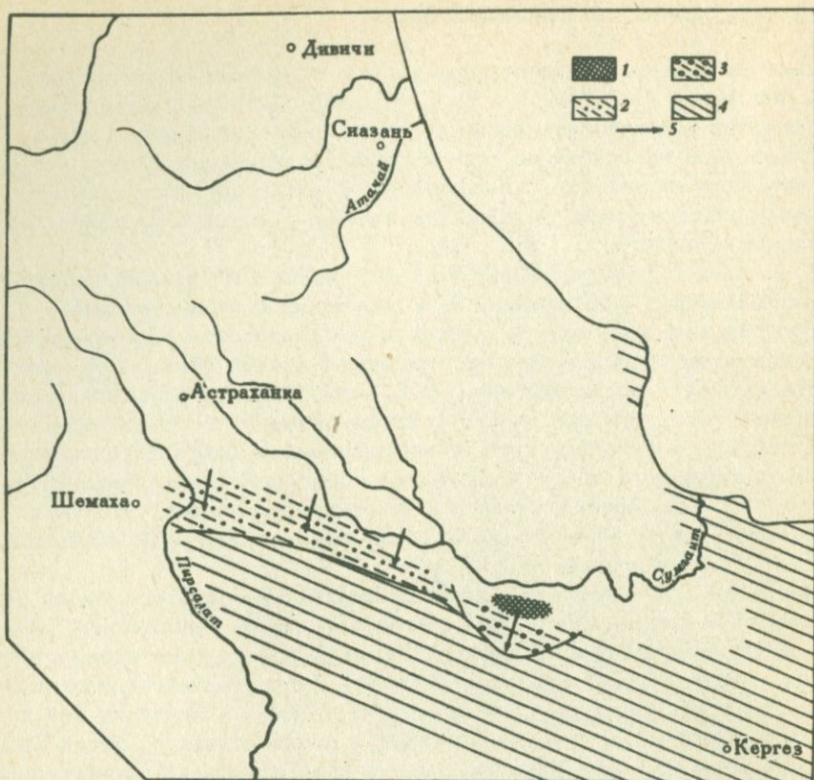


Рис. 17. Фации новороссийского горизонта понтического яруса.  
По В. В. Веберу и В. Е. Хаину, с дополнениями

1 - области размыва; 2 - песчаники, известняки и глины (сундинская фация); 3 - глины с конгломератами (бюргутская фация); 4 - серые и буровато-серые глины (глинистая фация); 5 - направление сноса обломочного материала

на территории всего Южного Кавказа и Апшеронского полуострова.

Бюргутская фация была выделена В. В. Вебером в районе сел. Бюргут. К новороссийскому горизонту он условно отнес толщу бурых песчаных глин, содержащих раковинный детритус, гальки и глыбы мезотических доломитов и мергелей.

Сундинская фация нижнего отдела понтического яруса исчерпывающе охарактеризована В. Е. Хаиным. Литологический состав сундинского нижнего понта, по В. Е. Хаину, является довольно пестрым - в основном он образован перемежаемостью глин серых, желтовато- и буровато-серых и глинистых песков мелкозернистых, примерно таких же, но несколько более светлых оттенков. Имеются прослои песчаников, известковистых песчаников; последние также со значительной примесью песчано-глинистого материала. Пески и песчаники в некоторых пластах обладают кривой слоистостью. В основании некоторых песчаников и известняковых слоев отмечаются прослои или линзы конгломерата из гальки

кристаллических известняков, силицитов ( $Mz?$ ) и известняков с мэотической фауной; в рассеянном виде эта галька наблюдается и в самих пластах песчаников и известняков. В разрезе присутствуют также прослой вулканического пепла, один из которых достигает трехметровой мощности (Хаин, 1946).

Нижнепонтические отложения, выраженные в сундинской фации, достигают мощности 210 м и перекрывают мэотические без видимого углового несогласия. Детальные литологические и палеонтологические исследования сундинского разреза позволили В. Г. Векилову (1962) прийти к заключению, что эти отложения образовались в прибрежной мелководной зоне.

Глинистая фация, развития в южной части Маразинского плато, характеризуется отсутствием песчаников в разрезе нижнего понта. Горизонт представлен здесь серыми, сиренево-серыми, иногда с буроватым и желтоватым оттенком глинами с фауной карид. Эта фация горизонта распространена по всему Южному Кобыстану и Апшеронскому полуострову.

Присутствие нижнепонтических осадков на Кусарской ступени не доказано (Хаин, 1950).

Шемахинский горизонт ( $N_{2рп2}$ ) в Северо-Западном Кобыстане развит у сел. Набур, юго-восточнее сел. Шихляр и по левому берегу р. Чикилчай (Карагядукская синклиналь). В Центральном Кобыстане он выполняет ядра Мало- и Большесиякинской, Маяшской и Каринской синклиналей. Средний понт залегает на подстилающих его (главным образом мэотических) отложениях трансгрессивно и с некоторым угловым и согласием, которое в ряде случаев четко дешифрируется на аэрофотоснимках. Признаки этого несогласия, отмеченного еще В. В. Вебером (1935), мы наблюдали к северу от горы Джанги, в Большесиякинской синклинали, и к юго-востоку от горы Маяш. В последнем случае азимутальное несогласие достигает  $35-40^\circ$ , угловое —  $10-15^\circ$ .

На территории изученного нами района среднепонтические отложения представлены в двух фациях — сундинской и сиякинской (рис. 18), которые в Южном Кобыстане и на Апшеронском полуострове замещаются глинистой фацией В. Е. Хаина (1950).

Сундинская фация (Хаин, 1950) отличается от других значительным количеством песчаников и ракушнякав. Опорный разрез ее находится за пределами изученного нами района, близ сел. Сунди, где, как следует из описания (Векилов, 1962), шемахинский горизонт представлен песками и глинами, находящимися примерно в равных соотношениях. Пески бурые, серые, известковистые и глинистые, разнотерристые, плохо отсортированные, образуют прослой мощностью 2-4 м, в единичном случае 13 м. Глины серые и зеленовато-серые, песчаные, с обильной фауной карид. В незначительном количестве присутствуют доломитовые известняки, рыхлые ракушники и конгломераты. Общая мощность среднего понта здесь составляет 60 м.

Нами сундинская фация наблюдалась к западу от основного места своего развития — на правом берегу р. Чикилчай, севернее сел. Агдара

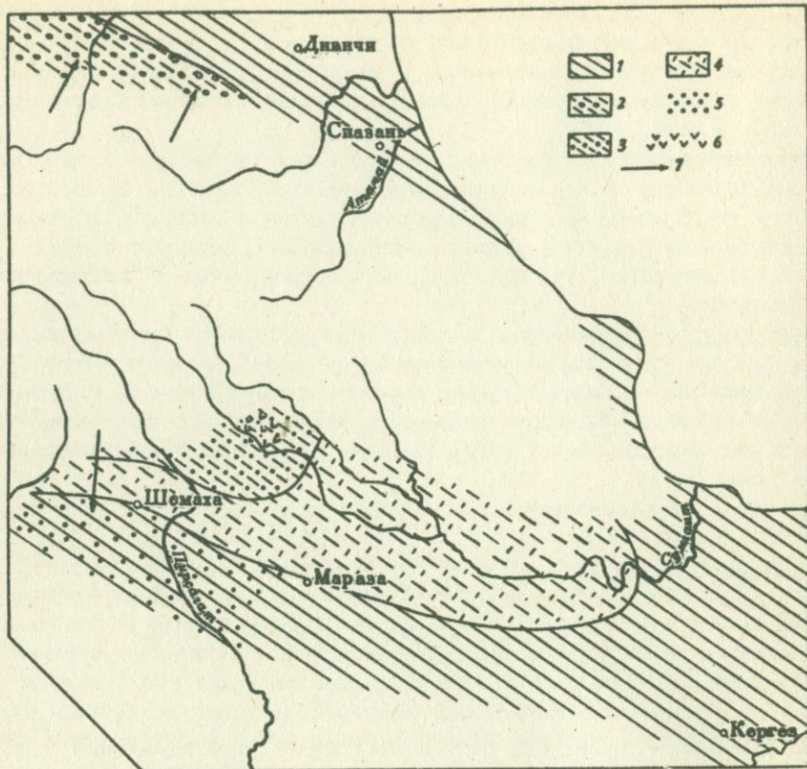


Рис. 18. Фации шемахинского горизонта понтического яруса.  
По В. В. Веберу и В. Е. Хаину, с дополнениями

1 - серые известковистые и песчаные глины (прикаспийская и глинистая фации); 2 - то же с конгломератами (кубинская фация); 3 - песчаники, ракушняка и глины (сундинская фация); 4 - глины с ракушняками и конгломератами (сиякинская фация); 5 - области повышенной песчаности; 6 - гипсы; 7 - направление сноса обломочного материала

(Карагядужская синклиналь). В этом разрезе преобладают серые и зеленовато-серые песчаные глины. Песчаники образуют маломощные прослои, приуроченные главным образом к верхней части горизонта. По сравнению с сундинским разрезом здесь увеличивается количество рыхлых ракушников, сцементированных песчано-глинистым материалом и образующих прослои мощностью до 1,5-2 м. Как и песчаники, ракушники тяготеют к верхам горизонта. Мощность среднего понта достигает здесь 40-50 м, постепенно увеличиваясь на юго-запад до 80-100 м.

Характерно, что в распространенной южнее сундинской фации песчаники почти не встречаются; близ сел. Набур в 160-метровой толще глин нами отмечено только несколько прослоев обломочных пород, один из которых приурочен к основанию горизонта.

Интересный разрез предположительно среднего понта обнаружен нами западнее сел. Шихляр, на западном крыле Гюмбидагской синклинали. Здесь под массивными ракушняками верхнего понта залегает толща ракушняков и глин, содержащая прослой мучнистого белого гипса. Характер переслаивания этих пород и контакт пачки с перекрывающими отложениями ввиду плохой обнаженности выяснить не удалось. Однако переход от гипсосодержащей толщи к ракушнякам верхнего понта довольно резкий, на чем и основывается наше предположение о среднепонтическом возрасте толщи. Выше в этом разрезе гипсы отсутствуют. Видимая мощность среднего понта здесь 40–60 м.

Сиякинская фация шемахинского горизонта в Центральном Кобыстане представлена обычно серыми, грязно-серыми, сиренево-серыми, бурыми плотными, неслоистыми и тонкослоистыми карбонатными и некарбонатными глинами, содержащими прослой рыхлых детритусовых известняков, конгломератов, реже мергелей и вулканических пеплов.

Рыхлые детритусовые известняки с фауной карид, образующие пачки мощностью до 25 м, так же как глинистые ракушняки и конгломераты, приурочены главным образом к низам среднепонтической толщи. Конгломераты состоят из валунов и галек доломитов и мергелей различной степени окатанности, иногда со спириалисами, песчаников и "книжных" сланцев сарматского типа; конгломераты образуют прослой мощностью от 0,5 до 2 м. Ракушняки местами содержат редкие валуны и гальки таких же пород.

Мощность шемахинского горизонта на горе Бояната равна 340 м, на горе Маяш – 480 м (Вебер, 1935).

На юг разрез среднего понта изменяется. На юге Центрального Кобыстана и в Южном Кобыстане, а также на Апшеронском полуострове шемахинский горизонт выражен в глинистой фации сиренево-серыми и серыми известковистыми, песчанистыми глинами, имеющими характерную полосчатую текстуру и содержащими прослой вулканических пеплов мощностью до 4–5 м. В Шемахинском районе в этих глинах появляется значительное количество прослоев песчаников.

На территории Кусарской ступени средний понт также сложен глинами (прикаспийская фация), которые в бассейне рек Кудиялчай и Карачай содержат прослой конгломератов и отдельные глыбы мезозойских и палеогеновых пород (кубинская фация, В. Е. Хаин, 1950).

Бабаджанский горизонт (N<sub>2</sub>рп3) присутствует в Кобыстане в тех же структурах, что и шемахинский, причем от размыва уцелели здесь только самые нижние его части и главным образом в Северо-Западном Кобыстане, в районе селений Тудар, Шихляр и Хильмили (северная часть Маразанского плато). Отдельная глыба ракушняков верхнего понта обнаружена нами на диатомовых отложениях восточнее сел. Касымкенд.

Если на изученной нами части Центрального Кобыстана глины с прослоями ракушняков бабаджанского горизонта (бабаджанская фация) залегает на породах среднего понта согласно, то в Северо-Западном Кобыстане массивные верхнепонтические ракушняки (тударская фация) ложатся прямо на диатомовую свиту. Бабаджанская фация на восток

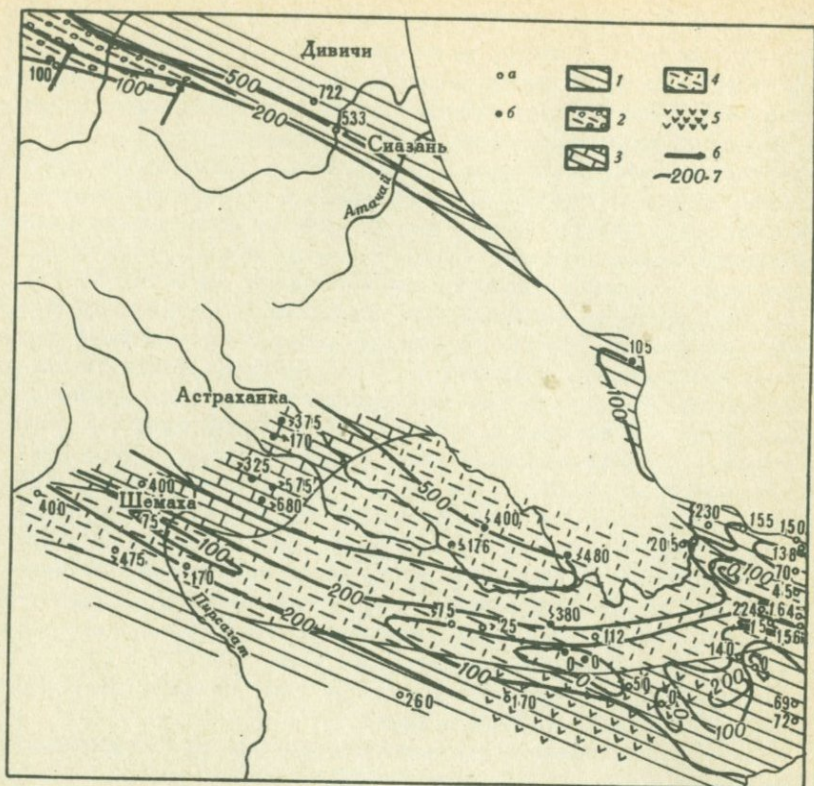


Рис. 19. Фации бабаджанского горизонта понтического яруса.

По В. В. Веберу и В. Е. Хаину, с дополнениями

1 - серые и зеленовато-серые глины (прикаспийская и глинистая фации); 2 - то же с конгломератами (кубинская фация); 3 - массивные ракушники (тударская фация); 4 - глины с ракушками (бабаджанская фация); 5 - гипсы; 6 - направление сноса обломочного материала; 7 - изопакиты понтического яруса. Мощности (в м) понтического яруса: а - по литературным, б - по нашим данным

простирается до сел. Бинагади и с юга на Апшеронском полуострове обрамляется глинистой фацией (Хаин, 1950). Распределение фаций бабаджанского горизонта показано на рис. 19.

Тударская фация верхнепонтических отложений Северо-Западного Кобыстана резко отличается от всех подстилающих толщ. Она представлена раковинными, детритусовыми, реже доломитовыми известняками, образующими массивные пласты мощностью до 5-7 м. Для всех разностей отмечается песчанность, иногда довольно значительная. Часто встречается, особенно близ основания толщи, плоская, удлиненная, размером до 3-5 см галька доломитов (?) и мергелей. В виде редких прослоев присутствуют различной степени плотности серые и желтовато-

серые известковистые, среднезернистые песчаники, а также серые и темно-серые карбонатные глины.

Видимая мощность верхнего понта в Северо-Западном Кобыстане достигает 460 м западнее сел. Тудар и 420 м у сел. Набур.

Бабаджанская фация верхнего понта в Центральном Кобыстане, как уже говорилось выше, в значительной части размыта. От размыва уцелели только самые низы бабаджанского горизонта. В подошве его, как правило, залегает пласт рыхлого детритусового известняка, стратиграфически выше которого следуют темно- и сиренево-серые плотные глины с фауной кардид; видимая мощность верхнего понта на горах Бояната и Малые Сяки равна 40 м.

Наиболее полно бабаджанский горизонт представлен за восточными пределами изученного нами района, на горе Бабаджан, где он достигает мощности 110 м и сложен в основном темно-серыми плотными и сланцеватыми глинами, содержащими 15-метровую пачку серых и желтовато-серых детритусовых песчанистых известняков-ракушняков.

К югу от Джейран-Кечмесской депрессии ракушняки полностью исчезают и преимущественное развитие получают темно-серые, зеленовато-серые и бурые глины, характерным признаком которых является заглисованность (глинистая фация).

Верхнепонтические отложения также широко развиты на Апшеронском полуострове, в Прикаспийском районе и на Кусарской низменности, где представлены главным образом глинистыми породами (прикаспийская фация). Севернее Казмакрызско-Зангинского разрыва в них появляются прослойки конгломератов, состоящих из гальки мезозойских и третичных пород (кубинская фация, В.Е. Хаин, 1950).

Картина распределения фаций в раннепонтическое время позволяет предполагать, что с наступлением понтического века континентальные условия установились на большей части Юго-Восточного Кавказа. Кусарская ступень, область современного поднятия Главного Кавказского хребта и северная часть Северного Кобыстана представляли собой сушу, вдоль южного побережья которой в прибрежных условиях отлагались грубообломочные породы. Рельеф этого побережья был низким и слабо расчлененным, что не способствовало его интенсивному размыву.

В среднепонтическое время размеры этой суши, с одной стороны, значительно сократились, с другой - размыв ее заметно интенсифицировался. Территория Северного, Северо-Западного и Центрального Кобыстана, примыкавшая к Тфанско-Дибрарской суше (Хаин, 1950) с юга, представляла собой в это время обширное мелководье с отдельными островами, где отлагались породы различного состава начиная от конгломератов, состоящих из гальки преимущественно местных пород и ракушняковых известняков, и кончая глинами. Количество грубообломочных пород в разрезе шемахинского горизонта отчетливо увеличивается на север при приближении к береговой линии. При удалении от нее грубообломочные породы и ракушняки выклиниваются. Глинистая фация среднего понта на территории Южного Кобыстана и Апшерона отвечает удаленным от берега участкам со сравнительно глубоководными

условиями. Появление среди пород этой фации песчаников, наблюдаемое в Шемахинском районе, также обусловлено, по-видимому, сносом материала с Тфанско-Дибрарской суши.

Северное побережье этой суши оконтуривается по появлению в глинистых осадках среднего понта Кусарской ступени мощных прослоев конгломератов. Рельеф северного побережья Тфанско-Дибрарской суши, по-видимому, был более резким, чем южного.

В позднепонтическое время существенных изменений в распределении суши и моря не произошло. В Северном Кобыстане граница Тфанско-Дибрарской суши несколько переместилась к северу. Рельеф зоны мелководья, окаймлявшей эту сушу с юга, был сглажен; кластический материал в неё практически не поступал. На обширных отмелях, располагавшихся вдоль побережья, формировалась мощная толща ракушняковых известняков (тударская фация). В Северном и Центральном Кобыстане ракушняки образуют среди глин лишь отдельные прослои (бабаджанская фация). В Южном Кобыстане и на большей части Апшеронского полуострова осадки бабаджанского горизонта образовались в условиях глубокого моря в удалении от берега (глинистая фация).

Присутствие в глинах конгломератов, образующих кубинскую фацию, свидетельствует о том, что северное побережье Тфанско-Дибрарской суши продолжало интенсивно размываться.

Сложная геологическая история Юго-Восточного Кавказа в понтическое время нашла свое отражение в распределении мощностей осадков (см. рис. 19). На Кусарской ступени мощности понта возрастают от Казмакрызско-Сиазанского разлома на север и достигают, по данным В. Е. Хаина и Ф. С. Ахмедбейли (1957), 722 м и более. В Кобыстане по увеличению мощностей намечаются два прогиба. Северный прогиб, расположенный в Северном Кобыстане, от низовьев р. Кенды протягивается, расширяясь, на запад-северо-запад; граница прогиба проходит на севере близ сел. Тудар, на юге в окрестностях сел. Набур. Максимальная мощность понтических осадков (680 м) зафиксирована нами в северной части Маразинского плато. Северный борт южного прогиба располагается приблизительно по линии горы Гиджаки - сел. Матраса. Эти прогибы разделяются зоной пониженных мощностей - Кафтарским поднятием, на отдельных участках свода которого понт отсутствует в результате размыва в предпродуктивное время.

Таким образом, можно констатировать, что развитие Кобыстана в понтический век происходило по унаследованному от диатомового времени структурному плану, в котором преобладают "кавказские" направления.

Картина распределения мощностей на Апшеронском полуострове сильно усложняется (Потапов, 1954); по изопахитам выделяется ряд прогибов и поднятий. Однако фациальная однородность понта Апшеронского полуострова позволяет предполагать, что время заложения всех этих структур - предпродуктивное.

Продуктивная свита как основной объект нефтепромысловых работ на Апшеронском полуострове привлекает особое внимание геологов. Подробный очерк истории исследования этой свиты составлен И. И. Потаповым (1954). Он указывает, что нефтеносность этой толщи отмечалась давно, но ее расчленение и выяснение стратиграфического положения было сделано в 10-х годах нашего столетия.

Автором термина "продуктивная толща" был П. Е. Волярович. Работами П. Е. Воляровича, М. В. Абрамовича, Д. В. Голубятникова (1925), Н. И. Ушейкина и других продуктивная свита Апшеронского полуострова была расчленена на ряд отделов. В 1914 г. Д. В. Голубятников и И. М. Губкин одновременно установили плиоценовый возраст свиты.

Продуктивная свита Центрального Кобыстана расчленена В. В. Вебером (1935) на два отдела местного значения. Нижний отдел свиты имеет песчано-суглинистый состав, а в строении верхнего, залегающего, как полагал автор, на нижнем согласно, существенную роль играют грубообломочные породы. На основании сходства состава конгломератов верхнего отдела продуктивной свиты, развитых в Кырдагской, Маяшской и Большесиякинской синклиналих, В. В. Вебер пришел к выводу, что в двух последних структурах она представлена только верхним своим отделом.

Продуктивная свита на территории изученного нами района развита ограниченно. Ее выходы фиксируются в ядрах отдельных структур на севере Центрального Кобыстана - в Маяшской и Большесиякинской мульдах. Эти породы слагают также сплошное поле от урочища Донгуздык до развалин сел. Татар на северном борту Куджурской синклинали.

Продуктивная свита залегает на подстилающих ее отложениях резко трансгрессивно. Интересно отметить, что глубина предпродуктивного размыва увеличивается с севера на юг; если на горах Большие Сяйки и Маяш подошвой толщ служат низы бабаджанского горизонта понтического яруса, то в южной полосе ее развития суглинки и песчаники среднего плиоцена ложатся на диатомовые слои. Еще южнее, на Кафтанском поднятии, вырисовывающемся по уменьшению мощностей отложений нижнего плиоцена и среднего и верхнего миоцена, размыв был еще более глубоким и достиг майкопской свиты.

Нижний отдел продуктивной свиты ( $N_2pg_1$ ) выходит на поверхность на самом юге изученного нами района и южнее горы Кырдаг, в Кырдагской синклинали. Он представлен серыми, коричневато-серыми сильнопесчанистыми глинами, чередующимися с серыми, желтоватыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками. Песчаники образуют выдержанные по простиранию пласты мощностью от 0,1 до 0,8 м. Как указывает В. В. Вебер, западнее, в районе урочища Донгуздык, количество песчаников в разрезе песчано-суглинистой толщи увеличивается. В северной части Центрального Кобыстана нижний отдел продуктивной свиты отсутствует. Мощность отдела не превышает 150-180 м.

Верхний отдел продуктивной свиты ( $N_2pg_2$ ) на горах Большие Сяйки и Маяш несогласно перекрывает верхнепонтические отложения. Сло-

жен он бурыми, красновато-бурыми суглинками с мощными, часто линзовидными прослоями конгломератов, состоящих главным образом из неокатанных глыб понтических ракушняков и имеющих разную степень окатанности галек мезозойских и местных пород. Мощность прослоев конгломератов достигает 5-7 м. Мощность продуктивной свиты у горы Маяш 100-120 м.

В ядре Кырдагской синклинали породы верхнего отдела продуктивной свиты связаны с отложениями нижнего отдела постепенным переходом. Здесь верхний отдел представлен тем же набором пород, что и севернее.

Грубообломочная верхнепродуктивная толща Куджурской синклинали, как нами установлено, залегает на подстилающих ее слоях несогласно и сложена чередующимися пачками суглинков и грубообломочных пород. Последние представляют собой брекчии из угловатых обломков местных пород. Мощность верхнего отдела продуктивной свиты в южной полосе развития 150-200 м.

Такова схема стратиграфии продуктивной толщи Центрального Кобыстана, разработанная В. В. Вебером и принимаемая во всех последующих работах, в том числе и в настоящей. Однако нами получены данные, которые ставят под сомнение принадлежность толщи верхнего отдела В. В. Вебера в Куджурской синклинали к продуктивной. Эти данные следующие.

Терригенная толща, выполняющая ядро Куджурской синклинали, имеет четко выраженное двучленное строение. Она разделяется на нижнюю песчано-глинистую толщу ( $Prd_1$  В. В. Вебера) и верхнюю - галечниковую ( $Prd_2$  В. В. Вебера). Верхняя толща лежит на нижней толще и миоценовых отложениях трансгрессивно, с азимутальным и угловым несогласием (см. приложение). Восточнее, в Кырдагской синклинали, терригенная толща, залегающая на миоценовых отложениях и перекрытая акчагыльским ярусом, является стратиграфическим аналогом лишь нижней толщи Куджурской синклинали ( $Prd_1$  В. В. Вебера). Она сложена суглинками с прослоями песков, а три прослоя конгломератов, присутствующих в верхней части, имеют мало общего с мощной толщей галечников Куджурской синклинали: здесь они представлены брекчией, состоящей из щебня местных (третичных) пород, а в Кырдагской синклинали - конгломератами из плоских, окатанных галек третичных и верхнемеловых пород.

Чем могут быть объяснены эти соотношения? Первый вариант - это тем, что в Кырдагской синклинали акчагыльский ярус лежит трансгрессивно на нижнем отделе продуктивной свиты, а верхний отдел отсутствует в результате преакчагыльского размыва. Но такому объяснению противоречит указание В. В. Вебера на согласное (даже с постепенным переходом) залегание акчагыльского яруса на продуктивной свите в этой синклинали.

Второй вариант - это принадлежность "верхнего", по В. В. Веберу, отдела Куджурской синклинали не к продуктивной свите, а к четвертичной системе. Об этом свидетельствуют меньшая дислоцированность верхнего отдела В. В. Вебера в Куджурской синклинали и залегание его на гипсометрически больших высотах, чем верхнеплиоценовые от-

ложения Кырдагской синклинали. Окончательно вопрос о возрасте галечников Куджурской синклинали может быть решен после изучения соотношений толщ на южном крыле синклинали.

История геологического развития Кобыстана в среднеплиоценовое время складывалась следующим образом. Наступление века продуктивной толщи ознаменовалось установлением здесь континентального режима. Превратилась в сушу также большая часть Апшеронского полуострова (Потапов, 1954). С наступлением континентальных условий начался интенсивный размыв воздымавшихся в то время поднятий — современного Главного Кавказского хребта и Кафтаранского поднятия. Раннепродуктивному размыву обязаны своим возникновением зоны нулевых мощностей понтических отложений на Апшеронском полуострове.

С течением времени область осадконакопления увеличивалась, надвигаясь на поднятие (которое располагалось на месте современного Главного Кавказского хребта) с юга, из Куринской впадины, и с востока, с Апшеронского полуострова. К концу века продуктивной толщи осадконакопление происходило, по-видимому, уже во всем Центральном Кобыстане и на юге Северного Кобыстана.

В. В. Вебер считает, что верхняя часть продуктивной толщи Центрального Кобыстана представляет собой континентальные образования — отложения конусов выноса. Далее он пишет: "Непрерывная связь описанных заведомо континентальных накоплений Донгуздыка и Кыркишлака с более нижней частью разреза продуктивной толщи позволяет условно приписывать и этим нижним горизонтам значение континентальных осадков, хотя бы и не выраженных в грубообломочных фациях" (Вебер, 1935, стр. 131).

Образованию пород продуктивной свиты посвящено много работ. Наши наблюдения позволили нам прийти к выводу, что условия осадконакопления продуктивной толщи Кырдагской синклинали были бассейновыми. Об этом свидетельствуют выдержанность слоистости толщи, а также отсутствие заведомо континентальных фаций: аллювиальных и пролювиальных. Вполне вероятно, что материал поставлялся в этот бассейн мощными временными потоками.

### Верхний плиоцен

#### Акчагыльский ярус

Акчагыльский ярус был выделен в 1896 г. Н. И. Андрусовым, который считал, что осадки акчагыла стратиграфически следуют непосредственно за понтическими. Работы Д. В. Голубятникова (1914) позволили уточнить стратиграфическое положение яруса и поместить его выше продуктивной толщи.

Породы акчагыльского яруса на изученной нами территории встречаются южнее горы Кырдаг, где участвуют в сложении ядра Кырдагской меридиональной синклинали, и в виде изолированных пятен южнее и юго-восточнее горы Байгушкая. В ядре Кырдагской синклинали ак-

чагыльский ярус связан с продуктивной толщей постепенным переходом; севернее, у сел. Дортагиль и на горе Бельдаг, акчагыл трансгрессивно, с угловым несогласием ложится на майкопскую и диатомовую свиты.

Акчагыльский ярус Кырдагской синклинали представлен толщей серых, реже бурых гипсоносных песчанистых глин с подчиненными прослоями песчаников и ракушнякав. Мощность яруса здесь не превышает 150 м.

К северу от выходов продуктивной толщи, в обнажениях горы Байгушкая и в районе сел. Дортагиль, глинистые и рыхлые детритусовые пески начинают играть в разрезе акчагыла более существенную роль. Мощность яруса здесь 40–120 м.

К северу от горы Байгушкая, на горе Бельдаг, акчагульский ярус сложен ржаво-бурыми сильнопесчанистыми ракушняками и детритусовыми известняками.

### Апшеронский ярус

Апшеронский ярус был выделен в 1891 г. Н. Барбот де Марни и Г. Симоновичем. Д. В. Голубятников (1914) определил его точное стратиграфическое положение, поместив в разрезе плиоцена выше акчагыльского яруса.

На изученной нами территории отложения апшеронского яруса встречены только в ядре Кырдагской синклинали. Ярус представлен, как указывает В. В. Вебер (1935), нижним своим отделом и сложен серыми и темно-серыми глинами с прослоями глинистых и детритусовых ракушнякав. Апшеронский ярус связан с нижележащим акчагыльским ярусом постепенным переходом; граница между ними проведена В. В. Вебером по смене фауны. Мощность обнажающейся части апшеронского яруса 100–120 м.

## ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Изучение четвертичных отложений не входило в задачу исследований. Однако на оползневых процессах и связанных с ними отложениях необходимо остановиться по двум причинам. Первая причина заключается в том, что оползни чрезвычайно широко развиты в Северо-Западном Кобыстане, особенно на левобережье Чикилчая. Часто оползневые процессы развиты столь сильно, что выяснить структуру коренных отложений затруднительно, тем более не всегда можно отличить оползшие породы от ненарушенных. Вторая причина – это морфологическое сходство крупных оползней и рассматриваемых ниже небольших тектонических покровов, являющихся, очевидно, древними оползнями.

Оползни по характеру многообразны. Для целей структурного изучения их уместно подразделить на два типа. К первому типу относятся одиночные крупные оползни, скольжение которых не сильно нарушило внутреннюю структуру массива. Второй тип образуют множественные мелкие оползни, слагающие широкие поля и полосы, внутренняя структура которых не имеет ничего общего со структурой коренных пород.

Оползни первого типа развиваются обычно под крутыми склонами. На отдельных примерах можно было наблюдать различные стадии развития оползней. У обрыва образуется крутой сброс. Обычно в плане он дугообразно изогнут, так что один или оба его конца выходят к обрыву. Подрезанный блок пород оседает вниз и несколько смещается в горизонтальном направлении.

Если зеркало скольжения в нижней своей части не выходит на дневную поверхность, образуются детрузивные оползни (по терминологии А. П. Павлова, 1903). При перемещении они сминают породы, расположенные впереди. Амплитуда смещения таких оползней незначительна. Эти оползни можно видеть на бортах всех крупных долин. Если же зеркало скольжения выходит на поверхность, оползни свободно соскальзывают вниз по склону (деляпсивные оползни, по А. П. Павлову). Амплитуда смещения таких оползней зависит от длины склона и может быть значительной.

Подавляющее большинство оползней сложено свитой кемчи (карбонатный флиш). Ярко выраженная склонность этой свиты к оползанию определяется, по-видимому, тем, что в относительно хрупких породах свиты развиваются трещины, разбивающие породы на блоки, а пластичные увлажненные глины кемчидагской свиты и глинистых пачек самой свиты кемчи играли роль смазки, по которой скользили пластины карбонатного флиша. Оползни свиты кемчи особенно широко распространены на южном склоне Главного Кавказского хребта, в окрестностях сел. Чистый Ключ. Здесь можно видеть крупные (линой до 4 км, шириной 0,5-1 км) полосы пород свиты кемчи. Один конец каждой такой полосы соскользнул далеко по склону на отложения готерива - баррема, а другой остался около поля свиты кемчи, породившего оползень. Если эти полосы придвинуть одну к другой, то они образуют единую пластину, как в построениях А. Вегенера континенты после соединения образовывали единый материк.

Если пластина свиты кемчи, имеющая небольшую мощность, сползла на значительное расстояние, то породы оползня, естественно, деформировались. Иногда можно наблюдать дугообразно изогнутые линии простираний, образовавшиеся при отставании краевых частей оползня от центральной части. Перемещение оползней сопровождалось интенсивным растрескиванием пород. Поэтому вместо куэстового рельефа с крупными склонами, характерного для свиты кемчи в коренном залегании, на оползнях мы видим сглаженные склоны, а в обнажениях - отдельные блоки известняков, "плавающие" в карбонатно-глинистой массе. В целом толща по текстуре похожа на делювиальные отложения. Оползень часто захватывал материал из подстилавших его при скольжении свит. Так, в подошве крупного (около 1 км) оползня на водоразделе р. Чикилчай и руч. Чеботарева, сложенного свитой кемчи и лежащего на глинах баррема, имеются примазки красных глин верхнего апта.

Крупные оползни первого типа часто имеют очень широкое распространение. На некоторых участках они полностью определяют геологическое строение, наблюдаемое на поверхности. Это и побудило карти-

ровать крупные оползни как коренные отложения, отделяя их от ненарушенных пород линией, означающей поверхности скольжения оползней.

Оползни второго типа слагают часто широкие поля, состоящие из множества мелких оползней и оплывин. В одних полях оползшие породы разнородны по возрасту, в других — однородны. Особенно широко распространены оползни пород свиты кемчи.

По морфологии поля оползней второго типа различны, среди них можно выделить следующие подтипы:

1. Оползни и обвалы, образующиеся у подножия крутых склонов и обрывов. Такие оползни развиты, например, по бортам долины р. Япалачай к западу от сел. Астраханка.

2. Оползни и оплывины, выполняющие широкие, обильно увлажненные лощины. Оползни этого подтипа слагают крупные поля по левобережью р. Чикилчай у сел. Чистый Ключ. Поверхность таких полей покрыта многочисленными озерцами.

3. Оползни — потоки в долинах рек, движущиеся вдоль долины. Такие оползни слагают узкую (200–300 м) полосу длиной 3 км в долине р. Чикилчай.

Возраст оползней можно установить по возрасту поверхностей выравнивания, к которым они приурочены. В описываемом районе, следуя Д. А. Лилиенбергу (1958), можно выделить тахтаэйлагскую (1500–1600 м) и астраханскую (1200–1300 м) поверхности выравнивания. Высота каждой поверхности понижается с северо-востока на юго-запад.

Образование оползней, по-видимому, было связано с формированием поверхностей выравнивания следующим образом. Вследствие выравнивания местности подземный сток вод значительно преобладал над поверхностным. Формировались обильные водоносные горизонты. Затем следовали поднятие, врезание эрозионной сети и образование новой, более низкой поверхности. Между старой и новой поверхностями возникал уступ, с которого оползни по увлажненным горизонтам сползали на новую поверхность. Последняя, таким образом, расширялась за счет старой.

Во время следующего эрозионного цикла движение оползней в большинстве случаев прекращалось, так как новая поверхность выравнивания прорезалась эрозионной сетью, которая дренировала грунтовые воды. Следовательно, оползни или одновозрастны с той поверхностью, на которой находятся, или несколько моложе ее.

Древние оползни приурочены к астраханской поверхности, которая, по Д. А. Лилиенбергу, имеет ранне- и среднеапшеронский возраст. Они расположены на плато, слабо наклоненном от сел. Чистый Ключ на юг к долине р. Чикилчай и возвышающемся над тальвегом на 100–200 м. Размеры отдельных оползней превосходят 1 км.

Молодые оползни размером до 2 км имеются в долинах Чикилчая, Козлучая и Пирсагата. Долины врезаны в астраханскую поверхность выравнивания и имеют плохо сохранившиеся террасы высотой 50–70 м. Возраст террас раннехвальский (Лилиенберг, 1958). По-видимому, в то же время начали формироваться оползни современных долин. Верхний рубеж их возраста — современность.

Рассмотрение фаций и мощностей меловых и третичных отложений Северного и Центрального Кобыстана показывает, что крупные структурные элементы здесь формировались длительно, в процессе осадконакопления.

Основной чертой палеотектонического процесса является существование в районе ряда продольных тектонических зон. Каждая зона отличается от соседней типом фаций и мощностями отложений.

По положению палеотектонические зоны соответствуют ступеням современной структуры. Выделяются зоны, отвечающие Конагкендской ступени, Бабадагской ступени и современной зоне Центрального и Южного Кобыстана. Исключением является граница Бабадагской и Ковдагской палеотектонических зон к востоку от погружения Алаташской антиклинали. Она соответствует южным крыльям Шихандагской и Агбурунской антиклиналей, в то время как граница Бабадагской и Ковдагской современных ступеней протягивается в 5–6 км севернее, так что Шихандагская и Агбурунская антиклинали оказываются уже на Ковдагской ступени.

Резкое тектоническое различие Конагкендской и Бабадагской зон проявилось уже в позднем титоне и валанжине: мощности этих отложений при переходе из первой ступени во вторую увеличиваются в 6 раз (Шурыгин, 1958а). При переходе из Бабадагской в Ковдагскую ступень отмечается почти двукратное увеличение мощностей сантона – нижнего кампана (см. рис. 2). Очень резка граница между Ковдагской зоной и зоной Центрального и Южного Кобыстана: мощности палеоценовых и эоценовых отложений при переходе через границу зон увеличиваются в два–три раза.

Эти палеотектонические зоны, в свою очередь, делятся на продольные подзоны. Так, Бабадагская зона разделена на две подзоны: северную – Чаркишлакскую и южную – Амбизлярско–Вегверскую. Мощности отложений дания и палеоцена в Чаркишлакской подзоне в два раза больше, чем в Амбизлярской подзоне.

Ковдагская палеотектоническая зона делится также на две подзоны, граница между которыми соответствует современному Эшшахелинскому разрыву. Северная подзона в общем отвечает Юнусдагской полосе, а южная – Ильхидагской. Различие в развитии этих подзон резко проявилось во время предпалеоценового складкообразования: Юнусдагская подзона была размыва до маастрихтских отложений, а Ильхидагская подзона не была затронута размывом (см. рис. 18).

Палеотектоническая зона, соответствующая современной зоне Центрального и Южного Кобыстана, по-видимому, делится на две подзоны, границей между которыми служит современная Кафтаранская антиклиналь. Северная подзона географически отвечает Центральному Кобыстану, южная – Южному Кобыстану. Мощность диатомовой свиты в Центральном Кобыстане в три раза больше, чем в Южном, мощность продуктивной свиты – наоборот.

Таким образом, при переходе из одной подзоны в другую во многих

случаях также отмечается достаточно резкое изменение фаций и мощностей отложений, но менее резкое, чем при переходе из одной палеотектонической зоны в другую.

Различие фациальных обстановок палеотектонических зон и подзон усугубляется тем, что на их границах существовали узкие, длинные поднятия — кордильеры, разделявшие бассейны с различным режимом осадконакопления.

На границе Конагкендской и Бабадагской зон существовала Ситалчайская (Хизинская) кордильера, заложившаяся еще в середине титона (Шурыгин, 1962). Рост кордильеры зафиксирован в фациях и мощностях пости всех отложений с верхнего турона до эоцена. На границе Чаркишлакской и Амбизлярской подзон располагалась Куркачидагская кордильера, разделявшая чаркишлакский и амбизлярский бассейны в дании и раннем палеоцене; рост кордильеры в эоценовое время сопровождался уменьшением мощностей отложений.

Следующая на юг кордильера располагалась на границе Бабадагской и Ковдагской зон. По положению она соответствует современным Алашской, Шихандагской и Агбурунской антиклиналям. Возникновение кордильеры отмечается уменьшением мощностей отложений сантона — нижнего кампана. В дании и раннем палеоцене кордильера служила перегородкой, разделявшей бассейны с разным режимом осадконакопления. В эоценовых отложениях она обрамляется шлейфом обломочных пород.

Кордильера на границе Юнусдагской и Ильхидагской подзон существовала в палеоцене. Она разделяла вегверский и сиябендский бассейны. Юртандагская кордильера на границе Ковдагской зоны и зоны Центрального и Южного Кобыстана возникла в раннем палеоцене; ее существование обусловило различие сиябендской и тувинской фаций. Кордильера была областью размыва в позднем эоцене; она обрамляется обломочными породами среднего и верхнего отдела коунской свиты.

Все перечисленные кордильеры ярко проявились во время предпалеоценового складкообразования. Они были размыты на большую глубину, чем разделявшие их участки. Кафтаранская кордильера, располагавшаяся на границе Центрального и Южного Кобыстана, была глубоко размыта в предпродуктивное время.

Для иллюстрации последовательности образования и развития крупных элементов структуры приведены поперечные профили фаций и мощностей (рис. 20). Так как фации и мощности меловых и палеогеновых пород выдержаны по простиранию тектонических зон, эти профили характеризуют не какое-то определенное сечение (линию профиля), а общие закономерности распределения фаций и мощностей, справедливые для всего района.

Всю меловую и третичную историю района можно разделить на шесть этапов (первые пять из них отражены на рис. 20). На протяжении каждого этапа палеотектонический план изменялся незначительно, а переход от этапа к этапу знаменовался существенными изменениями структуры. Кроме того, на границах этапов отмечается интенсивный рост складок. Таким образом, выделяемые ниже этапы в общем отвечают структурным этапам, но различия между тектоническими планами

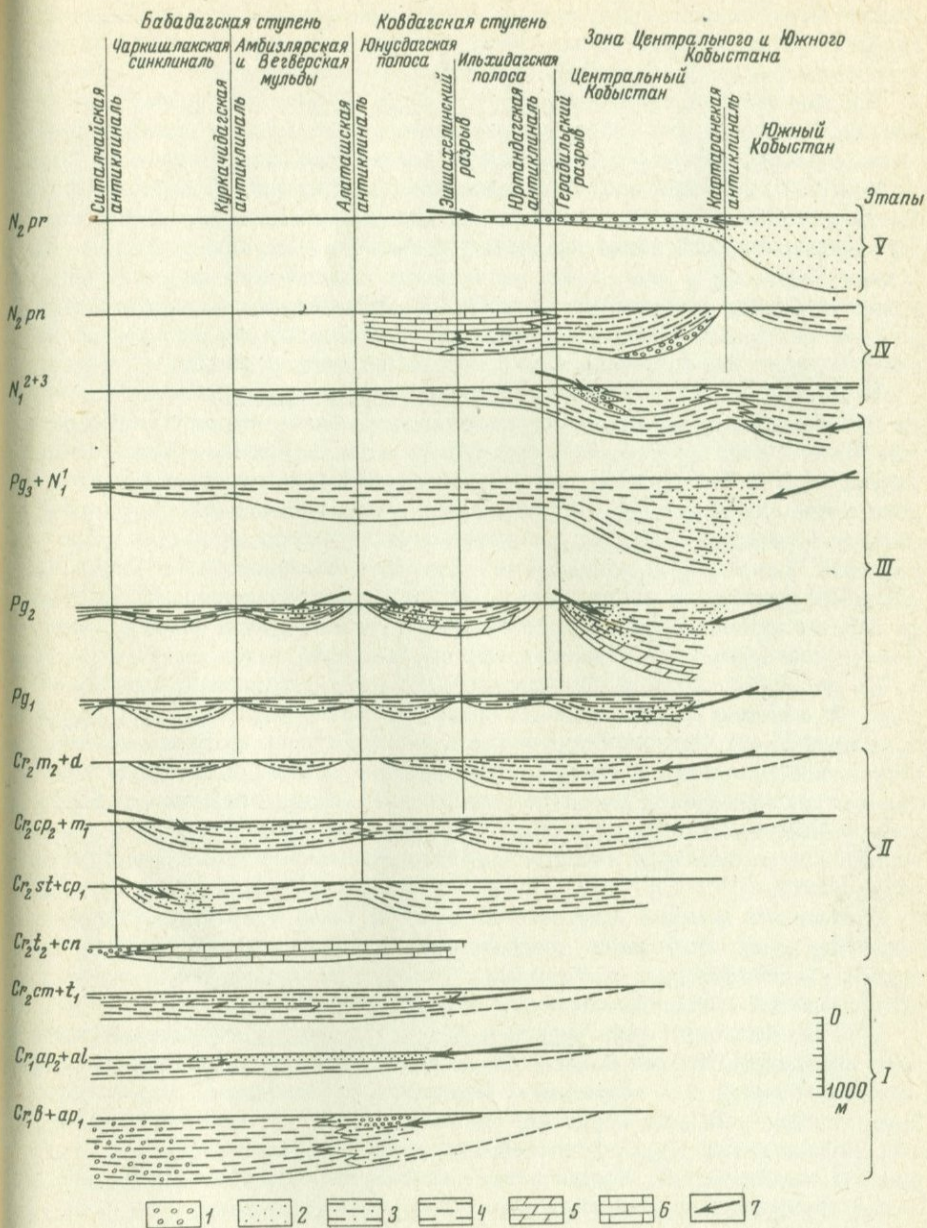


Рис. 20. Литофациальные профили. Составил А. М. Шурыгин  
 1 - галечники; 2 - пески; 3 - глины с прослоями песков;  
 4 - глины; 5 - мергели; 6 - известняки; 7 - направление приноса  
 обломочного материала

этапов менее значительны, чем различия между структурными этажами. Кроме того, изменение тектонического плана на рубежах этапов обычно захватывало не всю территорию, а лишь ее часть.<sup>1</sup>

Первый этап охватывал баррем – ранний турон<sup>1</sup>. В это время Бабадагская зона, по-видимому, располагаясь в пределах единого прогиба, ограниченного на севере Тенгинской кордильерой, а на юге – сушей, в какой-то мере соответствовавшей Центральному и Южному Кобыстану. На южной суше размывались древние (палеозойские) породы, доставлявшие существенно кварцевый обломочный материал. Это материал отлагался в виде слоев песчаников, выклинивающихся на север, а иногда в виде конгломератов, которые мы наблюдали в верхах халчайской свиты Кемчинской антиклинали. Максимальные мощности отложений приурочены к Бабадагской ступени (Шурыгин, 1962).

Второй этап соответствует позднему турону – данию. Переход к нему знаменовался ростом некоторых складок в Конагкендской зоне, в том числе Ситалчайской кордильеры, располагавшейся на границе Конагкендской и Бабадагской зон (Шурыгин, 1962). На протяжении второго этапа максимальное погружение испытала Ковдагская зона, где мощности отложений в 1,5–2 раза превосходят мощности на соседних участках. Южная суша продолжала поставлять обломочный материал в флишевый прогиб, но ее граница в это время располагалась южнее, чем на первом этапе: песчаные прослои наблюдаются лишь в южной части Ковдагской ступени (в Ильхидагской полосе).

На втором этапе шло образование кордильер, раздливших область осадконакопления на ряд частных прогибов. На протяжении всего этапа происходил рост Ситалчайской кордильеры, с которой сносился на юг обломочный материал в сантон–маастрихтское время. Алаташская кордильера впервые фиксируется по уменьшению мощностей отложений сантона – нижнего кампана; в дании она разделяла амбизлярский и юр-тандагский бассейны, в которых характер осадконакопления существенно различался.

С позднего кампана Юнусдагская подзона была относительно поднятой, к ней приурочены минимальные мощности отложений. Это первое свидетельство существования Эшшахелинского разрыва, ярко проявившегося в предпалеоценовом складкообразовании.

Третий этап охватывал палеоцен – средний миоцен (точнее, до верхнего сармата). Переход к нему знаменовался складкообразованием, затронувшим почти всю территорию Северного Кобыстана. В это время были глубоко размыты поднятия, располагавшиеся на месте современных антиклиналей: Куркачидагской, Алаташской, Шихандагской, Агбурунской, Кабандагской, Кетандагской. Незначительно размыто было также Юр-тандагское поднятие.

<sup>1</sup> Этот этап начался в середине титонского века (Шурыгин, 1962), но отложения древнее барремских в Кобыстане не выходят на дневную поверхность.

На третьем этапе наибольшее прогибание испытала зона Центрального и Южного Кобыстана. Мощности накопившихся здесь отложений в два-три раза превышают мощности отложений Бабадагской и Ковдагской ступеней. Резкое увеличение мощностей наблюдается непосредственно южнее Герадильского разрыва, что является несомненным доказательством его интенсивного развития в это время. Так же, как и для предыдущих этапов, отмечается принос значительного количества обломочного материала с юга. Но граница суши еще дальше отступала на юг. Суша располагалась в основном в пределах Куринской впадины (Ширванская суша, по В.Е. Хаину, 1950).

Внутренние области размыва (кордильеры), интенсивно развивавшиеся во время предпалеоценового складкообразования, особенно ярко проявились в раннем палеоцене. В это время Северный Кобыстан оказался разделенным кордильерами по крайней мере на четыре-пять частных прогибов, различавшихся режимом осадконакопления. Поэтому разрез нижнепалеоценовых отложений характеризуется наибольшей изменчивостью на изученной площади.

К концу раннепалеоценового времени исчезла Юртандагская кордильера, а в позднепалеоценовое - и остальные кордильеры. В эоцене начали возрождаться наиболее крупные кордильеры - Хизинская, Куркачидагская, Алаташская и Юртандагская, но во время отложения майкопской свиты и нижней части диатомовой свиты (олигоцен - средний миоцен) тектонический рельеф опять оказывается выровненным.

Четвертый этап занимает поздний миоцен (с позднего сармата) и ранний плиоцен (понт). Его начало ознаменовалось перерывом в осадконакоплении и ростом складок, как это установлено для Баландыгской синклинали. Мы не можем непосредственно судить, какой масштаб имело это складкообразование: отложения верхнего миоцена (сармат и мэотис), по-видимому, отсутствуют почти на всей территории Северного Кобыстана. Однако незначительное развитие грубообломочных пород свидетельствует об ограниченных масштабах этого складкообразования<sup>1</sup>

В позднесарматское и мэотическое время впервые (на протяжении рассмотренной истории) на территорию Кобыстана прекратился принос обломочного материала с южной суши. Существенную роль начал играть обломочный материал, сносимый с территории Северного Кобыстана. Такая же картина сохраняется в раннепонтическое время: отложения этого возраста отсутствуют в Северном и Центральном Кобыстане.

В средне- и позднепонтическое время Центральный Кобыстан характеризовался большими мощностями, чем Южный. В отложениях преобладали известняки-ракушняки, что свидетельствует о сглаженности тектонического рельефа.

---

<sup>1</sup> Севернее, в Конагкендской тектонической зоне, предсарматское складкообразование было основной завершающей фазой формирования структур (Хаин, 1950).

Век продуктивной свиты образует пятый этап. Ему предшествовало складкообразование в Центральном Кобыстане: здесь продуктивная свита несогласно срезает понтический ярус и верхнюю часть диатомовой свиты (на северном крыле Куджурской синклинали). Наиболее глубоко была размыта Кафтаранская антиклиналь, где продуктивная толща лежит на майкопской свите. Рост складок продолжался и в век продуктивной толщи, что доказывается наличием внутриформационных несогласий.

В Северном Кобыстане это время, по-видимому, было основной и завершающей фазой складкообразования: конгломераты продуктивной свиты, наблюдаемые в некоторых синклиналях, лежат горизонтально. В результате размыва смятых в складки пород Северного Кобыстана образовалась основная масса грубообломочных пород продуктивной свиты.

На пятом этапе зона максимального погружения располагалась в Южном Кобыстане и в Апшеронской зоне (Потапов, 1954).

Шестой этап соответствует образованию акчагыльского и апшеронского ярусов. В преакчагыльское время завершилось образование складок в северной части Центрального Кобыстана: породы акчагыльского яруса лежат горизонтально на смятых в складки миоценовых породах Бурансызской полосы.

К акчагыльскому веку тектонический рельеф был в значительной мере сnivelирован. В акчагыльском и апшеронском ярусах существенную роль играют карбонаты.

Складкообразование в южной части Центрального Кобыстана (Кырдагская полоса) завершилось на рубеже неогена и антропогена, в предбаканское время (Хаин, 1950).

В четвертичное время Северный и Центральный Кобыстан испытывал сводовое поднятие (Хаин, 1950; Лилиенберг, 1958). Во многих местах на аэрофотоснимках мы наблюдали признаки подпруживания и разгрузки аллювиальных и пролювиальных потоков там, где эти потоки пересекают линии геологических разрывов. Эти явления, несомненно, свидетельствуют о новейших подвижках по разрывам. Следовательно, сводовое поднятие Юго-Восточного Кавказа было в значительной мере дифференцированным. К сожалению, ни в одной работе, посвященной неотектонике Кавказа, дифференцированные движения не рассматриваются.

Подведем основные итоги рассмотрения истории развития структур.

1. Область максимального прогибания со временем смещалась на юг, как это отметил В.Е. Хаин (1950).

2. Это смещение имело не волновой, как предполагал В.Е. Хаин, а скачкообразный характер: в процессе развития выделялись тектонические зоны и подзоны, каждая из которых целиком включалась в прогибание или поднятие.

3. На границах зон и подзон возникали кордильеры, которые росли в процессе осадконакопления.

4. История развития района распадается на ряд этапов. Рубежи

этих этапов обычно знаменовались перемещением области максимального прогибания и интенсивным ростом кордильер.

5. В отличие от кордильер меньшие по размерам складки росли не непрерывно, а лишь в кратковременные фазы складкообразования, приуроченные к рубежам этапов. Такие фазы имели место в предпалеоценовое, предпозднесарматское, предпродуктивное и преакчагыльское время.

6. Возраст складчатости, как это отмечал В.Е. Хаин, становится более молодым при движении с севера на юг.

ТЕКТНИКА

Для изучения тектоники Северного и Центрального Кобыстана было проведено картирование в масштабе 1:25 000. Западная часть района (к западу от сел. Хильмили) изучена А. М. Шурыгиным, территория между селениями Хильмили и Агдара и окрестности сел. Шихляр - В. А. Селиверстовым и А. М. Шурыгиным, центральная и восточная части района - А. М. Шурыгиным при участии В. П. Макарова.

В гл. I рассматривался вопрос о принципах тектонического районирования Юго-Восточного Кавказа. Было показано, что выделение антиклинориев и синклинориев как структур второго порядка нецелесообразно, так как погружение пород вкрест простирания имеет ступенчатый характер.

Вместе с тем ступени, на западе резко различающиеся по возрасту слагающих их пород, на востоке сглаживаются. Поэтому выделение ступеней по возрасту отложений в Северном и Центральном Кобыстане затруднительно. Так, верхний возрастной предел пород почти на всей территории постоянен: в ядрах синклиналей выходят обычно отложения миоцена.

Однако возраст слоев, выходящих в ядрах антиклиналей, последовательно повышается при движении с севера на юг. Причем смена возраста пород происходит скачкообразно: зоны разного возраста "антиклинальных" пород разделены очень четко. По этому признаку можно выделить последовательно с севера на юг зоны со следующими отложениями в ядрах антиклиналей: 1) нижнего мела; 2) сантона - нижнего кампана (юнусдагская свита); 3) верхнего кампана - дания (агбурунская и ильхидагская свиты); 4) палеоцена - нижнего эоцена (сумгаитская свита и нижний коун); 5) верхнего эоцена (верхний коун); 6) олигоцена - нижнего миоцена (майкопская свита). Первая зона является восточным продолжением Бабадагской ступени, вторая и третья - Ковдагской, а последние три отнесены нами к зоне Центрального и Южного Кобыстана.

Обоснование такого районирования дано в конце главы. Ниже следует подробное рассмотрение тектоники района по этим крупным элементам.

## БАБАДАГСКАЯ СТУПЕНЬ

Как указывалось выше, Бабадагская ступень отвечает зоне, где в ядрах антиклиналей выходят нижнемеловые отложения. На севере рассматриваемого района имеются три такие антиклинали, простирающиеся на восток-юго-восток и расположенные кулисообразно на ступени широтного простираения — Куркачидагская, Кемчинская и Алаташская. К северу от Куркачидагской антиклинали расположена Чаркишлакская синклиналь, между Куркачидагской и Кемчинской антиклиналями — Амбизлярская мульда.

Южные крылья Куркачидагской и Кемчинской антиклиналей осложнены Кемишдагским покровом. На сопряжении Алаташской антиклинали и Западно-Вегверской синклинали расположен Тударский покров.

Чаркишлакская синклиналь и Амбизлярская мульда выполнены палеогеновыми отложениями: до среднеоуnskих в Амбизлярской мульде и до верхнеоуnskих в Чаркишлакской синклинали. Напластование палеогеновых свит согласное. В южной части Амбизлярской мульды они без видимого несогласия перекрывают ильхидагскую свиту и имеют тектонические контакты с меловыми породами в ее северной части. В Чаркишлакской синклинали подошва палеоцена трансгрессивно срезает меловые свиты и в ядре синклинали лежит на ильхидагской свите, а на крыльях — на юнусдагской; угловое несогласие достигает  $60^{\circ}$  (см. приложение, профиль IX).

Антиклинали Куркачидагская, Кемчинская, Алаташская и Гуздучайская (западное продолжение Алаташской антиклинали) имеют гребневидные ядра, сложенные глинами баррема, часто интенсивно дислоцированными. Крылья и ядра почти параллельны, иногда осложнены попластовыми разрывами, пластичные глины апта — альба часто оказываются почти нацело выжатыми. На южных крыльях Куркачидагской, Кемчинской и Алаташской антиклиналей и на северном крыле последней верхнемеловые породы часто секутся крутыми продольными взбросами.

На своде Алаташской антиклинали от руч. Чеботарева до летника Тудар располагается поле известняков верхнего понта. Известняки лежат очень полого и почти под прямым углом срезают вертикальностоящие меловые породы Алаташской антиклинали от баррема до турона (см. приложение, профиль VI). Предыдущие исследователи считали этот контакт трансгрессивным и приводили его в доказательство предподнепонтического возраста складок Северного Кобыстана. Однако проведенные нами наблюдения вызвали сомнение в достоверности такого суждения.

Во-первых, нами прослежены отдельные горизонты понта, что дало возможность нарисовать внутреннюю структуру на отдельных участках этого поля. Оказалось, что известняки смяты в мелкие пологие складки в общем субширотного простираения. Складки се-

куются очень пологими разрывами, слабо наклонными к югу. На отдельных участках южной границы понтического поля пласты залегают не параллельно границе, а подходят к ней под углом и срезаются ею. Тектонический характер северной границы также устанавливается вполне определенно: к западу от дороги Агдара-Алтыгач пласты понтических известняков падают на север, под свиту кемчи, контактирующую с отложениями понта.

Во-вторых, в крупном оползне, сползшем на юг от основного массива, под известняками верхнего понта наблюдалась толща бурых глин с редкими прослоями известняков и песчаников, отвечающая, вероятно, среднему понту. В коренном залегании на южном краю понтического поля между понтом и барремом наблюдались выходы диатомовой свиты — бурые глины с прослоями окремненных доломитов. Если считать соотношения толщ стратиграфическими, то основное несогласие придется опустить до предчокрацкого времени. Однако на близлежащих участках наблюдается вполне согласное налегание чокрака на надсидеритовый горизонт майкопской свиты.

Приведенные факты нам кажутся убедительным свидетельством существования попластовой поверхности скольжения в основании понтической пластины. К сожалению, трудно выяснить характер движения по этой поверхности. Судя по опрокинутости пород на юг пластина двигалась с севера. Однако мы не можем определить амплитуду этого перемещения.

Тектонические покровы в этой части Юго-Восточного Кавказа выделяются впервые А.М.Шурыгиным, и на аргументации их аллютонности следует остановиться подробнее.

На восточном погружении строение Кемчинской и Куркачидагской антиклиналей осложняется. На южном крыле каждой из них, на простирании слоев верхов мела и палеогена, появляется полоса, сложенная более древними отложениями низов верхнего мела и нижнего мела. Отложения этого же возраста выходят севернее, в ядрах Кемчинской и Куркачидагской антиклиналей, которые на этих участках как бы сдвигаются.

Близ восточного погружения Куркачидагской антиклинали располагается чешуя, сложенная моноклинально залегающими породами от баррема на севере до кампана на юге. Породы чешуи опрокинуты на юг. К северу от чешуи выходят верхнемеловые породы южного крыла Куркачидагской антиклинали. На юге чешуя надвинута на третичные отложения Вегверской синклинали. Надвинутые породы интенсивно дислоцированы, перетерты до того, что часто трудно определить их принадлежность к той или иной свите.

Предыдущие исследователи интерпретировали разрыв, ограничивающий чешую с севера, как надвиг на север. Мы детально исследовали характер дислокации вблизи разрыва. Здесь, к северу от разрыва, на протяжении 7 км хорошо видна опрокинутая на юг синклинали, в перевернутом ядре которой выходят породы нижнего кампана, а на крыльях — сантона (рис. 21). Опрокинутое залежание

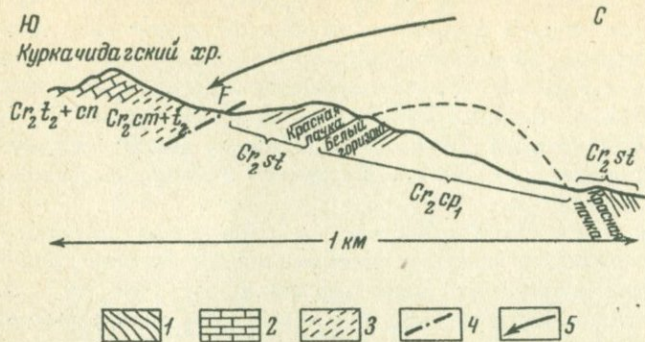


Рис. 21. Тыльный разрыв ( F ) Кемішдагского покрова на Куркачидагском хребте. По А. М. Шурыгину

1 - юнусдагская свита; 2 - свита кемчи; 3 - кемішдагская свита; 4 - разрывные нарушения; 5 - направление перемещения покрова

было установлено не только по стратиграфической последовательности, но и по флишевым фигурам.

Таким образом, к северу от разрыва наблюдается интенсивное опрокидывание пород к югу, что никак не могло возникнуть при надвигании чешуи на север. Такое опрокидывание могло образоваться лишь при скольжении чешуи на юг. Надвиг, ограничивающий чешую с юга, является в этом случае фронтом сползавшей на юг пластины. Значительные деформации и перекрытие пород, наблюдающиеся вблизи надвига, являются естественным результатом значительного горизонтального перемещения пластины. Эта пластина образует восточную половину выделенного нами Кемішдагского покрова.

Корни покрова однозначно определяются тем обстоятельством, что в покрове в точности повторяется строение южного крыла Куркачидагской антиклинали: моноклиналное залегание пород - от барремских на севере до кампанских на юге. В этом случае горизонтальная амплитуда смещения составляет всего лишь 1,5-2 км (см. приложение, профиль X). На запад амплитуда уменьшается и к северу от горы Кемішдаг составляет по тыльному шву лишь 0,5 км (см. приложение, профиль IX). Далее на запад тыльный шов переходит в нормальный сброс небольшой амплитуды, который затухает при приближении к Амбизлярской мульде.

На восток пластина прослеживается до равнины, покрытой четвертичными отложениями. Очевидно, где-то здесь Куркачидагская антиклиналь погружается, поэтому восточнее покрова, по-видимому, не с чего было соскальзывать.

На южном крыле Кемчинской антиклинали расположена чешуя,

аналогичная чешуе южного крыла Куркачидагской антиклинали. Она сложена опрокинутыми на юг породами от баррема на севере до кампана на юге. В южной части чешуи породы дислоцированы крайне интенсивно, перетерты, и очень трудно определить их принадлежность к юнусдагской или агбурунской свите. По разрезу, ограничивающему чешую с севера, барремские отложения контактируют с кампанскими. По южному разрыву чешуя надвинута на перемятые породы кампана — маастрихта Западно-Кендинской синклинали.

В глубокой промоине к востоку от горы Кемчи видно, что разрыв, ограничивающий чешую с севера, полого падает на юг. Порода подстилающие чешую, явно запрокинуты на юг (рис. 22). Таким образом, устанавливается, что эта чешуя, как и Куркачидагская, является пластиной, сползшей на юг с антиклинали. Порода чешуи смяты в мелкие складки, резко опрокинутые на юг (рис. 23).

У горы Кемчидаг Кемчинская антиклиналь погружается. Погружается и пластина на южном крыле, поворачивая на север и периклинально обрамляя замыкание антиклинали. Фронтальный разрез пластины поворачивает на северо-восток и соединяется с фронтальным надвигом восточной части Куркачидагской пластины. Тыльный разрыв поворачивает на север, затем на северо-запад. Он окаймляет замыкание антиклинали и соединяется с фронтальным надвигом западной части Куркачидагской пластины. Здесь под основной чешуей появляется дополнительная чешуя, сложенная также опрокинутыми на юг породами от баррема в северной ее части до кампана в южной (вершина горы Кемчидаг сложена свитой кемчи). Амплитуда горизонтального смещения дополнительной чешуи составляет 0,5 км, а основной (верхней) — превышает 1,5 км. Западнее амплитуда увеличивается до 2 км.

На запад фронтальный надвиг пластины прослеживается до сел. Касымкенд и далее уходит под пластину Тударского покрова.

Рассмотрим расположенный западнее Тударский покров, связанный с Алаташской антиклиналью. Строение Алаташской антиклинали осложнено чешуйчатыми структурами, большая часть которых является аллохтонной. Автохтонное строение антиклинали следующее. На линии Касымкенд — Шихляр антиклиналь имеет нарушенные взбросами приподнятые края (северный взброс можно назвать Алаташским), где выходят отложения баррема, и прогнутый свод, выполненный верхнемеловыми породами (кемишдагская, кемчи и юнусдагская свиты).

По северо-западной границе поля верхнемеловых пород напластование нормальное: кемчидагская свита и свита кемчи падают согласно на юго-запад. Однако на юго-восток полоса кемчидагской свиты сильно сужается, и здесь по крупному правому притоку р. Тударчай породы кемчи приходят почти в непосредственный контакт с красными глинами апта — альба. Это обстоятельство, по-видимому, привело З. А. Мишунину к мысли о крупном предкемчинском несогласии. Однако восточнее кемчинская свита также выклинивается, и кемчидагская свита и даже отложения баррема

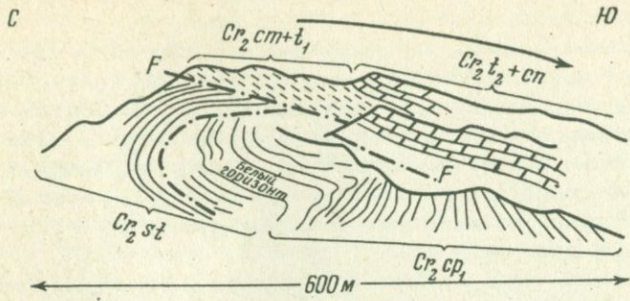


Рис. 22. Тылный разрыв ( F ) Кемишдагского покрова на хр. Джурдулинг. По А. М. Шурыгину  
Условные обозначения см. рис. 21

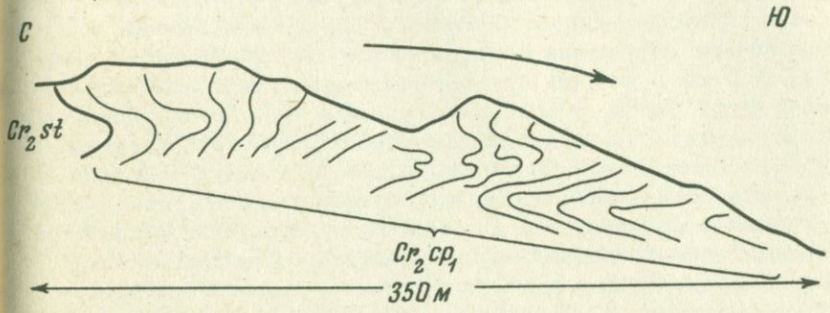


Рис. 23. Мелкие складки в нижнекампанских отложениях фронтальной части Кемишдагского покрова на южном склоне хр. Джурдулинг. По А. М. Шурыгину  
Условные обозначения см. рис. 21

контактируют уже с юнусдагской свитой, так что контакт кемишдагской свиты с более молодыми породами, вероятно, тектонический. Поверхность контакта очень полого падает на северо-восток (см. приложение, профиль VII).

Моноклинал верхнемеловых отложений продолжается на юго-запад: на свите кемчи лежит юнусдагская свита (нижний и верхний отделы). Далее выходит кемишдагская свита, причем породы юнусдагской свиты падают под кемишдагские слои, следовательно здесь контакт кемишдагской свиты с более молодыми породами несомненно тектонический. В целом свита кемчи и юнусдагская свита образуют пластину, отделенную от кемишдагской свиты поверхностью скольжения такого же типа, что и в основании понтической пластины.

Кемчинская и юнусдагская свиты в аллохтонном залегании выходят непосредственно южнее; их выходы отвечают, вероятно,

корням этой пластины. В этом случае амплитуда горизонтального смещения может быть определена в 1-1,5 км.

Явление подобного типа мы встречаем на восточном погружении Алаташской антиклинали. Здесь существуют по крайней мере две чешуи, лежащие согласно, — юнусдагская на барремской и кемчи-агбурунская на юнусдагской. С юга эти чешуи ограничены пологим разрывом, прослеживающимся до долины р. Аджичай.

Большинство аллохтонных пластин, сползших на северо-восток со свода Алаташской антиклинали, подходит вплотную к Алаташскому разрыву и срезается им.

Срезанная часть этих пластин в северном опущенном крыле Алаташского разрыва должна находиться ниже современного рельефа. Очевидно, верхнемеловые отложения, выходящие к северу от Алаташского разрыва, слагают часть пластины покрова, опущенную по разрыву. Вероятно, надвиг верхнего мела на майкоп у сел. Касымкенд является фронтальным надвигом Тударского покрова. Восточнее этот надвиг огибает сел. Касымкенд и поворачивает на юг.

К югу от Касымкенда соотношения меловых и третичных пород менее ясны. Разрыв тянется по левому берегу р. Аджичай, но здесь третичные отложения располагаются гипсометрически выше меловых. В 2 км к югу от Касымкенда разрыв переходит на правый берег реки. Здесь, у впадения Тударчая в Аджичай, ясно видно, что на юнусдагских породах аллохтона (?) лежат отложения майкопской и диатомовой свит, слагающие небольшую вершину. Далее разрыв прослеживается на юг, отделяя верхний мел аллохтона от третичных отложений урочища Асцю. Контакт, несомненно, тектонический, он сопровождается интенсивно брекчированными породами. Однако наклон плоскости разрыва остался неясным.

## КОВДАГСКАЯ СТУПЕНЬ

К Ковдагской ступени нами отнесена зона, где в ядрах антиклиналей выходят верхнемеловые отложения. Ступень по стилю тектоники резко делится на две части: западную и восточную. Граница между ними проходит примерно по линии Шихляр — Набур. Восточная часть Ковдагской ступени отделяется на севере от Бабадагской ступени условной линией, проходящей через наиболее южные выходы нижнемеловых пород в Алаташской, Кемчинской и Куркачидагской антиклиналях. На юге границей Ковдагской ступени служит Герадильский надвиг.

Западная часть Ковдагской ступени, наоборот, имеет четкую северную границу (южное крыло Гуздучайской антиклинали) и нечеткую — южную. Южной границе западной части Ковдагской ступени должен отвечать разрыв, соединяющий Зангинский надвиг на западе и Герадильский на востоке. Герадильский надвиг на запад прослежен до сел. Набур, где он уходит под широкое плато понтических пород, образующих Хильмилинскую мульду. На востоке

из-под отложений мульты выходит несколько надвигов, и неясно, который из них на запад переходит в Зангинский. Участок, где можно наблюдать этот переход, не был захвачен нашими маршрутами, а существующие среднemasштабные карты недостаточно детальны для такого прослеживания.

Таким образом, вопрос о южной границе западной части Ковдагской ступени остается открытым. Она проходит где-то у южного края изученного нами района. Поэтому в описание тектоники западной части Ковдагской ступени включены структуры, расположенные к югу от нее. Некоторые из них могут и не принадлежать к этой ступени.

### Западная часть Ковдагской ступени

Здесь с севера на юг выделяются четыре продольные полосы, существенно отличающиеся по стилю тектоники: 1) полоса северного обрамления покрова; 2) полоса покровов; 3) полоса аллохтонных чешуй; 4) полоса автохтонных чешуй.

#### Полоса покровов

В этой полосе выделяются четыре покрова, протягивающиеся цепочкой с запада на восток: Арчманский, Астраханский, Мокрой балки и Сихлярский. Астраханский покров был обнаружен при картировочно-разведочном бурении М. Ф. Молчановым (Шарданов, Молчанов, 1954). Несколько позже была опубликована статья К. А. Исмаилова, в которой автор критикует представление о покровном строении района сел. Астраханка и предлагает новую интерпретацию данных бурения. Маршрутное изучение района Астраханки, проведенное А. М. Шурыгиным (1967), подтвердило представления о покровном строении района, выявило детали структуры и позволило внести некоторые исправления в интерпретацию данных бурения. Кроме Астраханского района, аллохтонное строение было констатировано у сел. Арчман и в Мокрой балке, что позволило выделить Арчманский покров и покров Мокрой балки.

Наиболее крупный из них **Астраханский покров**. Он представляет собой в целом синклиналино изогнутую пластину отложений нижнего и верхнего мела, лежащую на верхнемеловых породах. Длина пластины около 20 км, ширина до 5 км, толщина более 1 км. Породы хорошо обнажены в западной части покрова и плохо — в центральной и восточной. В западной части выделение покрова основано на маршрутных данных, в центральной — на материалах бурения, в восточной — контуры покрова указаны предположительно.

В подошве аллохтона выходят меловые отложения — от барремских в северной и западной частях покрова (см. приложение, профили II, III) и свита кемчи в южной и восточной его частях (см. прило-

жение, профили III, IV). Подстилают пластину, как правило, пластичные глины юнусдагской свиты. Пластина покрова и подстилающие толщи смяты в складки (см. приложение, профили II, III), которые по северному краю покрова нарушаются крутыми сбросами, смещающими и аллохтон, и автохтон.

Расположенный восточнее покров Мокрой балки отвечает пластине пород свиты кемчи и юнусдагской, лежащей на отложениях юнусдагской свиты. Соотношения этой пластины с аллохтоном Астраханского покрова неясны из-за плохой обнаженности; может быть, покров Мокрой балки является восточным окончанием Астраханского покрова (именно это вариант изображен на карте — см. приложение).

Аллохтон Арчманского покрова (см. приложение, профиль I) погружается под западную часть Астраханского покрова, и в месте их сопряжения западная часть Астраханского покрова оказывается наложенной на восточную часть Арчманского. В аллохтоне последнего выходят отложения от аптских до сантонских. Подстилается он сенонскими отложениями. Корни покровов и амплитуда перемещения определяются однозначно. Говоря о корнях Астраханского покрова, А. Н. Шарданов и М. Ф. Молчанов (1954) указывают на Гуздучайскую антиклиналь. По-видимому, иного мнения быть не может. Покров, несомненно, переместился с севера. Ближайшим и единственным поднятием, размеры и строение которого допускают такую возможность, является Гуздучайская антиклиналь. (Может быть, покров Мокрой балки в какой-то мере мог образоваться из пород Чикилчайской антиклинали.) В этом случае амплитуда перемещения покрова составит 8–12 км.

Строение перечисленных трех покровов описано А. М. Шурьгиным (1967), и нет необходимости подробнее останавливаться на этом вопросе.

### Полоса северного обрамления покровов

Под таким названием выше выделена территория, расположенная между полосой покровов на юге и Гуздучайской антиклиналью на севере.

На востоке строение полосы просто: ей отвечает крупная синклиналь Волкова эйлага. Ядро синклинали сложено отложениями верхнего кампана — нижнего маастрихта (агбурунская свита), выходящими на водоразделе Козлучая и Пирсагата. Непосредственно южнее водораздела проходит широтный сброс, южное крыло которого опущено. В опущенном крыле из-под пластин, принадлежащих к Астраханскому покрову, выходят глины с мощными песчаниками датского яруса (ильхидагская свита). Северное крыло синклинали образуется Гуздучайской флексурой; в ней выходят меловые породы от баррема, опрокинутые на юг. Южное крыло синклинали перекрыто Астраханским покровом.

На отдельных участках в тектонических окнах можно видеть верхнемеловые (кампан – маастрихт) отложения автохтона.

В пределах синклинали Волкова эйлага (к северу от Армчанского покрова и западной части Астраханского покрова, на водоразделе Козлучая и Пирсагата) было обнаружено четыре тектонических покрова небольших размеров (1,5–2 км каждый). Покров горы Песчаной сложен на поверхности кюлюлинским и ауцеллиновым горизонтами верхнего альба, которые образуют мультислойно-изогнутую пластину, лежащую на смятых в мелкие складки породах сантона – маастрихта (см. приложение, профиль I). Покрову горы Шаралеевой соответствует небольшое поле опрокинутых пород свиты кемчи, лежащих на опрокинутых же слоях юнусдагской свиты. В 3 км западнее имеется такого же типа изолированное поле пород свиты кемчи, соответствующее, по-видимому, еще одному покрову. Далее на северо-запад (у верхней рамки карты) этот небольшой покров сложен юнусдагской свитой, лежащей на свите кемчи и на юнусдагской свите; юнусдагская свита аллохтона и автохтона легко различается, так как породы автохтона имеют кровлю, обращенную к югу, а породы аллохтона – к северу.

На водоразделе Козлучая и Пирсагата к Гуздучайской антиклинали с юга примыкает Ч и к и л ч а й с к а я а н т и к л и н а л ь, сменяющая по простиранию синклиналь Волкова эйлага (см. приложение, профили III, IV). Антиклиналь имеет в плане форму прямоугольника, ее ядро сложено породами баррема. От Гуздучайской антиклинали она отделяется узкой синклиналью с верхнемеловыми (а в восточной части даже третичными) породами в ядре.

В северо-западной части Чикилчайской антиклинали, на горе Арпа-Булак, на глинах баррема лежат отложения свиты кемчи (верхний турон – коньяк), образуя поле неправильных очертаний. В северной части поля между барремом и свитой кемчи можно видеть крупные линзы красных глин апта – альба и темный флиш кемишдагской свиты (сеноман – нижний турон) (см. приложение, профиль III). Породы интенсивно дислоцированы, перетерты, как и породы свиты кемчи. В 1 км к западу от этого поля кемишдагская свита имеет большую мощность и согласные контакты. Кроме того, подошва свиты кемчи на горе Арпа-Булак лишена каких-либо признаков трансгрессивности. Все это позволяет считать контакт свиты кемчи и отложений баррема тектоническим, а линзы пород промежуточного возраста – “примазками” в подошве скользящей пластины.

Меловые породы Алаташской антиклинали по разрыву, ограничивающему антиклиналь с юга, контактируют с породами майкопской и диатомовой свит, выходящими по левому берегу р. Чикилчай. Эти породы образуют узкую на этом участке К а р а г я д у к с к у ю с и н к л и н а л ь.

К югу от Карагядукской синклинали, отделяясь от ее ядра разрывом, выходят породы юнусдагской и агбурунской свит, протягивающиеся по правому борту долины Чикилчая. Породы смяты

в серию чешуй, опрокинутых на юго-запад (см. приложение, профиль V).

Далее на юго-запад, к северу от сел. Шихляр, располагается крупное поле выходов верхнепонтических известняков, слагающих водораздел Чикилчая и Козлучая. Здесь, так же как на Алаташском хребте, особенно по периферии пластины, имеются мелкие складки, секущиеся почти горизонтальными разрывами. По южному краю пластины наблюдается срезание понтических известняков в ее подошве, четко выраженное у сел. Шихляр. В подошве понта почти повсеместно лежат пластичные глины сумгаитской свиты, но на отдельных участках к ним присоединяются линзы пород диатомовой и майкопской свит. Все это свидетельствует о тектоническом контакте понтических отложений с подстилающими образованиями. Меловые породы, выходящие к югу от понтических известняков, имеют явные следы давления известняков: они опрокинуты на юг, причем иногда обращены к пластине подошвой. Понтические известняки подстилаются маломощной пластиной, сложенной юнусдагской и агбурунской свитами, выклинивающимися во фронтальной части понтической пластины. Пологий тектонический контакт, отвечающий подошве меловой пластины, обрамляет подошву понтических известняков (см. приложение, профиль V). Пластина понтических известняков была названа нами Ш и х л я р с к и м п о к р о в о м. Если Шихлярский покров переместить к северу на 4 км, то он окажется на западном продолжении Алаташской пластины. Возможно, Шихлярская пластина ранее была единой с Алаташской, затем откололась от нее и переместилась на юг.

Далее на юг третичные отложения выходят в Г ю м б и д а г с к о й с и н к л и н а л и. Синклиналь сжата в западной части и расширяется в восточной. В западной ее части в ядре выходят породы сумгаитской свиты, в восточной – всех более молодых свит вплоть до диатомовой и известняков верхнего понта. Известняки образуют пластину, лежащую на южном крыле синклинали и перекрывающую все отложения до юнусдагской свиты. Но и здесь залегание известняков не стратиграфическое. У южного края пластины под известняками наблюдалась линза круто залегающих песчаников среднего понта и глин диатомовой свиты. Линза подстилается юнусдагской свитой и является, очевидно, отторженцем, перемещенным сюда двигавшейся на юг пластиной.

К юго-западу от Гюмбидагской синклинали располагается Т ю р ф и н с к а я а н т и к л и н а л ь. В ее ядре выходят породы сантона, на крыльях – кампана и маастрихта. В центральной части антиклинали располагается поле выходов отложений сеномана – коньяка, вытянутое по оси антиклинали. Контакт этих пород с более молодыми образованиями на всем протяжении тектонический. Так, на юго-западе по контакту выпадают отложения сантона, на западе простираются слои сантона – нижнего кампана срезаются этим контактом почти под прямым углом, на северо-востоке граница срезает простирающиеся слои нижнего кампана, на

юго-востоке породы сеномана – нижнего турона оказываются надвинутыми на отложения сантона – нижнего кампана. Имеются два варианта объяснения существующих соотношений: или породы сеномана – коньяка были выколоты по крутому разрыву почти кольцевой формы и вдавлены в вышележащие толщи, или они слагают пластину покровного типа.

Таковы основные черты строения восточной части северного обрамления покрова. По-видимому, нами была выделена лишь часть аллохтонных чешуй, развитых в междуречье Чикилчая и Пирсагата. Чрезвычайная сложность складчатости, обилие надвигов, поверхности которых падают на север, наличие несомненных признаков скольжения на юг понтических пластин – все это допускает возможность перемещения на юг комплекса наблюдаемых на поверхности чешуй относительно подложки. Посредственная обнаженность и обилие мелких складок и чешуй не позволили выявить структуру этого участка во всей ее сложности.

#### Полоса аллохтонных чешуй

Рассмотрим тектонику южного обрамления покровов, которое выше было названо нами полосой аллохтонных чешуй. Здесь, как и в северном обрамлении, существует ряд плохо обнаженных участков, строение которых осталось неясным. Это западный и восточный участки полосы. Поэтому рассмотрение начнем с центрального участка, строение которого выяснено наиболее достоверно.

Непосредственно южнее фронтального надвига Астраханского покрова протягивается полоса выходов пород верхнего кампана – маастрихта, еще южнее – сантона – нижнего кампана, которые вновь сменяются отложениями верхнего кампана – маастрихта. В целом образуется антиклинальная структура; назовем ее Г а д ж и л и н с к о й а н т и к л и н а л ь ю. Вдоль ручья, стекающего на юг от сел. Гаджилы, ядро антиклинали смято в мелкие складки, часто опрокинутые на юг.

С юга антиклиналь обрывается пологим надвигом, по которому породы верхнего кампана – маастрихта, а иногда и датского яруса надвинуты на расположенные южнее породы олигоцен–миоцена Кюрдамичской чешуи. Часто по этому разрыву наблюдаются призмачки красных глин сумгаитской свиты, мощность которых достигает десятков метров. Южнее разрыва, к юго-востоку от сел. Ахмедлы, появляется небольшая дополнительная чешуя, сложенная породами дания – палеоцена.

К ю р д а м и ч с к а я ч е ш у я состоит из синклинали на севере и сопряженной с ней антиклинали на юге. В ядре антиклинали выходят отложения от коньяка до кампана; замок антиклинали острый, шарнир значительно ундулирует.

Ядро синклинали сложено глинами майкопской свиты (олигоцен – низы миоцена). С юга выходы этой свиты обрамляются неширокой полосой нижнего эоцена. К югу от них в долине руч. Тулуг-

дере можно видеть красные глины палеоцена и карбонатный флиш дания. На восток эти две свиты последовательно уходят под подошву эоцена. Однако здесь нельзя говорить о трансгрессивном перекрытии эоценом более древних отложений: в километре к востоку выклинивается полоса нижнего эоцена и а непосредственное соприкосновение с породами маастрихта приходит майкопская свита. Трудно говорить также о налегании с размывом майкопской свиты, так как глубоководные глины совершенно лишены каких-либо признаков трансгрессивности. Очевидно, выпадение палеогеновых свит имеет тектоническую природу (см. приложение, профиль IV).

Амплитуда горизонтального перемещения по надвигам может быть значительной. Например, надвиг, разделяющий Гаджилинскую и Кюрдамичскую чешуи, перекрывает северное крыло синклинали Кюрдамичской чешуи к югу от родника Ишачий Булак. На запад и восток амплитуда еще увеличивается, под надвиг уходят третичные отложения южного крыла синклинали. Таким образом, синклиналь оказывается целиком перекрытой надвигом (см. приложение, профиль IV).

Для доказательства аллохтонности этих двух чешуй надо вернуться к тектонике Астраханского покрова. Во-первых, Астраханский покров оказывал активное давление на расположенные к югу от него породы. Поверхность скольжения покрова, в общем пологая, во фронтальной части наклонена круто. Покров имеет явно деструктивный характер: при движении он сминал находившиеся перед ним породы.

Во-вторых, нужно ответить на вопрос: куда исчезли отложения, находившиеся на месте Астраханского покрова? Покров подстилается в большинстве случаев породами сантона. До перемещения покрова выше них находилась толща более молодых образований — кампана, маастрихта, дания и палеогена. Мощност образований на прилегающих к покрову участках достигает 1,5 км. Невозможно представить, чтобы на месте современного покрова был локальный размыв такой глубины. Единственный ответ на поставленный вопрос — это то, что свиты, отсутствующие под покровом, были срезаны им и перемещены на юг. Гаджилинская и Кюрдамичская чешуи сложены именно теми породами, которые отсутствуют под покровом. Нам кажется, что приведенные соображения вполне обосновывают бескорневую аллохтонную природу этих чешуй.

На запад фронтальный надвиг Кюрдамичской чашуи был прослежен нами до долины Пирсагата, а фронтальный надвиг Гаджилинской чешуи — до сел. Ахмедлы.

На восток от центрального участка обе чешуи хорошо прослеживаются до горы Сухой, сложенной свитой кемчи (верхний турон-коньяк). Породы свиты перетерты так, что в обнажениях мы видим карбонатно-глинистую массу с включенными обломками светлых песчаных известняков и белых мергелей — характерных пород свиты. Поле пород кемчи перекрывает южную часть Гаджилинской и северную часть Кюрдамичской чешуй. К востоку от горы Сухой

обе чешуи опять появляются из-под пород кемчи. Перетертые породы свиты кемчи слагают пологолежашую пластину, которую можно назвать покровом горы Сухой.

Курдамичская антиклиналь огибает с востока покров горы Сухой и уходит под Гаджилинский надвиг. Восточнее, в Курдамичской чешуе, которая сохраняет широтное простирание, мы видим синклиналь с эоценовыми отложениями в ядре, протягивающуюся далее на восток по правобережью Козлучая. К югу от синклинали под палеогеновые породы погружаются породы маастрихта, с юга ограниченные пологим разрывом — фронтальным надвигом Курдамичской чешуи.

Еще южнее, на горе Хили, на палеогеновых отложениях лежит изолированная пластина пород верхнего кампана — маастрихта. Очевидно, это эрозионный останец висячего крыла надвига, который имеет здесь очень пологую поверхность.

#### Полоса автохтонных чешуй

К югу от полосы аллохтонных чешуй располагается полоса автохтонных чешуй, захваченная нашими маршрутами лишь к востоку от долины Пирсагата. Здесь к югу от Курдамичской чешуи выходят палеогеновые породы Табатаранской синклинали. Как и в Курдамичской чешуе, здесь на отдельных участках майкопские глины оказываются надвинутыми на более древние образования палеоцена. На запад, у долины Пирсагата, синклиналь полностью перекрывается фронтальным надвигом Курдамичской чешуи (см. приложение, профиль IV).

К югу от Табатаранской синклинали расположена Ковбулакская антиклиналь. Ее ядро сложено породами датского яруса. На запад южное крыло антиклинали перекрывается Курдамичским надвигом, который, таким образом, имеет горизонтальную амплитуду не менее 3—4 км. К югу от Ковбулакской антиклинали выходят плохо обнаженные породы палеогена.

Между западной и восточной частями Ковдагской ступени расположено меридионально ориентированное поле понтических пород, выполняющих Хильмилинскую мульду. Под пологолежашие породы понта с запада погружаются аллохтонные и автохтонные чешуи, рассмотренные выше, а с востока — структуры южной части Ковдагской ступени и северной части зоны Центрального и Южного Кобыстана.

Взаимоотношения меловых и третичных пород на поперечной Хильмилинской мульде имеют принципиальное значение для понимания условий складкообразования на всем Юго-Восточном Кавказе. Несогласие в залегании меловых и понтических пород у сел. Хильмили обычно приводится как доказательство миоценового возраста складчатости в Кобыстане. Правда, у авторов имеются расхождения по поводу точного положения углового несогласия:

З. А. Мишунина (1934) и В. Е. Хаин (1950) считают его предпонтическим, Т. А. Горшенин — предчокракским.

Однако следует отметить, что собственно углового несогласия здесь нет. Существует резкая дисгармония между интенсивно смятыми меловыми породами и пологолежащими понтическими известняками. Между этими двумя комплексами располагаются толщи, промежуточные по степени деформации. Считать несогласие предпонтическим или предчокракским — одинаково необоснованно.

Понтические породы Хильмилинской мульды образуют вытянутый в северо-восточном направлении овал, на юго-западе соединяющийся с полем понтических отложений Сундинско-Маразинского плато. Внутренняя тектоника мульды проста. На крыльях породы обычно падают под углами  $10-20^{\circ}$ ; более крутые углы залегания наблюдались лишь в северо-восточной части мульды. Здесь породы понта слагают столообразное плато, на краях которого часто наблюдаются просадки и оползни (см. приложение, профиль VI).

К югу от Хильмилинской мульды в понтических породах располагается антиклинальный перегиб — **Н а б у р с к а я а н т и к л и н а л ь**. Южнее, у сел. Бекля, восточная граница понта снова образует изгиб, обращенный на восток.

В Набурской антиклинали под известняками верхнего понта лежат глины и песчаники среднего понта. В остальных случаях верхний понт подстилается глинами диатомовой свиты. К юго-востоку от сел. Хильмили в основании свиты наблюдались маломощные доломиты чокракского горизонта. Диатомовая свита подстилается майкопской. Напластование этих двух свит согласное: на всех хорошо обнаженных участках наблюдался весь разрез майкопа — переходная и подсидеритовая толщи, сидеритовый и надсидеритовый горизонты (см. гл. III).

Согласное налегание майкопской свиты на верхний коун (верхний эоцен) можно видеть лишь к востоку от сел. Хильмили, в Караязской синклинали и в синклинали, расположенной к северу от погружения Юртандагской антиклинали. В остальных случаях с видимым разрывом или без него майкопская свита контактирует с более древними отложениями. Так, на западном погружении Караязской антиклинали глины майкопа по разрыву контактируют с породами эоцена, палеоцена и датского яруса. Там, где можно было наблюдать поверхность разрыва, она круто падает под породы майкопа. На глубине разрыв, вероятно, пологий: линия выхода разрыва на поверхность извилиста, в плане она поворачивает почти на  $180^{\circ}$ , огибая оба замка Караязской антиклинали. Подобная картина наблюдается на западном погружении Юртандагской антиклинали. Здесь подошва майкопа срезает весь разрез палеогена и на своде антиклинали лежит на породах дания. По-видимому, в обоих случаях несогласие майкопа и подстилающих толщ не трансгрессивное, а тектоническое, а на погружении Караязской антиклинали разрыв наблюдался непосредственно в обнажениях.

Очевидно, разрыв, отделяющий майкопскую свиту от подстилающих отложений, является пологой поверхностью скольжения такого же типа, как в подошве понтических известняков на Алаташской

антиклинали и в Шихлярском покрове. Лишь в Хильмилинской мульде скольжение захватило более глубокие слои: диатомовую и майкопскую свиты.

### Восточная часть Ковдагской ступени

Как указывалось выше, в восточной части Ковдагской ступени в ядрах антиклиналей выходят породы верхнего мела. Также по возрасту пород в ядрах антиклиналей восточная часть ступени делится на две полосы: северную (Юнусдагскую) и южную (Ильхидагскую). В северной полосе ядра сложены породами сантона - нижнего кампана, в южной - верхнего кампана - дания. Между Юнусдагской и Ильхидагской полосами проходит крупный Эшшахелинский разрыв.

Прежде чем перейти к характеристике этих полос, остановимся на строении **З а п а д н о - К е н д и н с к о й** синклинали и связанных с ней структур. Синклиналь имеет восток-юго-восточное простирание и косо сечет широтную границу Бабадагской и Ковдагской ступеней. В ее ядре выходят породы майкопской и диатомовой свит (олигоцен - миоцен). На северное крыло синклинали надвинуты верхнемеловые породы Куркачидагского покрова. На западе третичные породы синклинали перекрыты гипотетическим Тударским покровом.

Восточная часть синклинали на левобережье р. Кенды осложнена узкой антиклиналью, в ядре которой выходят породы ильхидагской свиты (даний), на крыльях - породы палеоцена - нижнего миоцена, западное замыкание антиклинали находится у развилки Кичик-Кемчи. Интересно отметить, что мощность палеогеновых пород на крыльях антиклинали в два раза меньше, чем мощность тех же отложений, выходящих в непосредственной близости на бортах Кендинской синклинали.

К востоку от замыкания этой антиклинали, в долине р. Кенды, среди поля отложений майкопской свиты располагается останец, вершина которого (гора Сангартепе) сложена породами диатомовой свиты. Диатомовая свита подстилается всеми свитами палеоцена - нижнего миоцена, которые имеют резко сокращенные мощности и сильно дислоцированы. В основании останца видны красные глины верхнего палеоцена, лежащие на майкопской свите. Очевидно, останец является крупным древним оползнем.

### Юнусдагская полоса

В северную, Юнусдагскую, полосу Ковдагской ступени входят крупные антиклинали: Кетандагская, Шихандагская, Кабандагская, Агбурунская и Юнусдагская. Ядра этих антиклиналей сложены породами сантона - нижнего кампана. Синклинали полосы выполнены третичными образованиями.

Рассмотрение тектоники Юнустагской полосы начнем с запада. Здесь к югу от Алаташской антиклинали располагается К а р а г я д у к с к а я с и н к л и н а л ь, в ядре которой выходят глины и ракушняки понта. В западной части синклинали, к югу от надвига, имеется небольшая пластина, сложенная породами апта - турона и сползшая, очевидно, с Алаташской антиклинали (см. приложение, профиль VI).

Южнее протягивается А г д а р и н с к а я а н т и к л и н а л ь. По строению и положению она резко отличается от остальных антиклиналей Кобыстана. На востоке, в урочище Сиабенд, разрывы, ограничивающие меловые породы, соединяются под острым углом, а еще восточнее, в сплошном поле олигоцен-миоценовых пород, нет никаких признаков антиклинали. На западе, в долине р. Чикилчай, разрывы, наоборот, широко расходятся, и на простирации Агдаринской антиклинали оказывается сложный комплекс чешуй верхнемеловых и третичных пород, развитых в междуречье Чикилчая и Козлучая на участке Шихляр - Хильмили. Данные, которыми мы располагаем, не дают возможности вскрыть природу таких взаимоотношений. Может быть, как и многие чешуи Шихлярского участка, Агдаринская антиклиналь является бескорневой чешуей - крайним восточным членом Шихлярского комплекса чешуй.

К югу от Агдаринской антиклинали располагается небольшая С и а б е н д с к а я с и н к л и н а л ь. В ее ядре лежат породы диатомовой свиты, выходящие к северу от урочища Сиабенд. Синклинали имеет плоское дно и простое строение, лишь на востоке она осложнена мелкими складками.

Южнее находится К е т а н д а г с к а я а н т и к л и н а л ь, в ядре которой выходят породы сантона - нижнего кампана. Она протягивается от сел. Хильмили по долине Козлучая на восток и далее по хр. Кетандаг к зимнику Кашкуряк, где срезается с юга широтным разрывом. Строение антиклинали было детально изучено на хр. Кетандаг. Здесь антиклиналь сечется крутыми продольными разрывами, разделяющими ее на несколько (до пяти) полос шириной 0,3-1 км. Внутри каждой полосы породы смяты в разноориентированные складки, причем эти складки не переходят из одной полосы в другую. Поэтому смещение по разрывам, разделяющим полосы, часто имеет шарнирный характер. На южном крыле антиклинали имеется несколько пологих разрывов, по которым породы надвинуты на расположенную южнее синклинали. Крутые разрывы секутся пологими.

Кетандагская антиклиналь в трех местах пересечена профилями бурения площади Хильмили (рис. 24). К сожалению, разрез при бурении скважин членился грубо, и нет возможности проследить на глубину мелкие структуры, выявленные нами на поверхности. Тем не менее обнаруживается, что залегание пород на глубине резко выполаживается. Продольные разрывы секут лишь породы сантона - маастрихта и в третичных отложениях не продолжают. Такая картина наблюдается во всех скважинах: углы падения, составляющие на поверхности  $70-30^{\circ}$ , на глубине 300-500 м уменьшаются до  $20-30^{\circ}$ .

КЕТАНДАГСКАЯ  
АНТИКЛИНАЛЬ

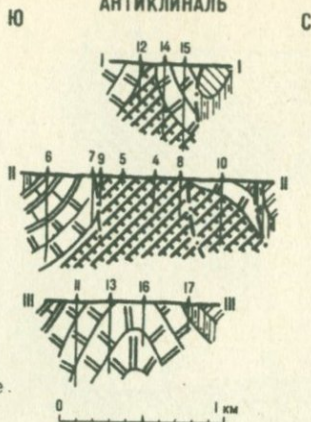


Рис. 24. Профили бурения площади  
Кильмили  
словные обозначения см. приложение.

В узком ядре Шихандагской антиклинали выходят породы сантона и кампана, смятые в крутостоящие мелкие складки, которые часто осложняются небольшими продольными разрывами. Разрывы большей амплитуды отделяют ядро от крыльев (см. приложение, профили VIII, IX). На горе Гевенку располагается антиклинальная структура, имеющая в плане изометричные очертания. Породы маастрихта и палеоцена, слагающие крылья этой антиклинали, стоят почти вертикально, так что в целом антиклиналь имеет форму штока. В ядре его выходят породы кампана, обнаруживающие признаки интенсивного раздавливания: слои песчаников и известняков разорваны на отдельные линзы, мергели и глины рассланцованы по трещинам. Отметим кстати, что признаки раздавливания, правда в меньшей степени, обнаруживаются также в породах ядер Кетандагской и Шихандагской антиклиналей.

К Юнусдагской полосе принадлежат также Кызылчайская синклинали, Кабандагская антиклиналь, Вегверская и Западно-Вегверская синклинали.

Вегверская синклинали расположена в долине р. Вегвер, непосредственно к югу от восточной части Куркачидагской антиклинали. Синклинали имеет плоское дно и пологое южное крыло. Породы северного крыла, наоборот, стоят вертикально или даже опрокинuty на юг. Очевидно, это связано с давлением пластины Кемишдагского покрова (см. приложение, профиль X).

По южному крылу синклинали проходит разрыв, по которому третичные отложения синклинали надвинуты на юг, на меловые породы Кабандагской антиклинали. Ф. А. Ширинов и Б. В. Григорьянц интерпретировали этот контакт как стратиграфический, в результате чего был сделан вывод о трансгрессивности нижнего коуна (Григорьянц, 1962). Однако с меловыми породами здесь на различных участках контактируют, кроме нижнекоунских, сумгаитские,

КАБАНДАГСКАЯ  
АНТИКЛИНАЛЬ

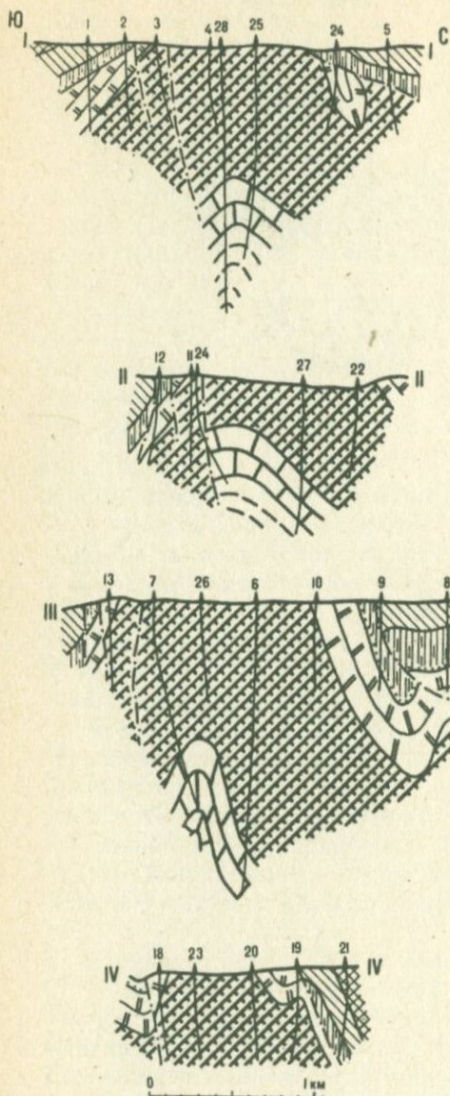


Рис. 25. Профили бурения площади Западный Агбурун. По В.М.Мурadianу, с дополнениями  
Условные обозначения см. приложение

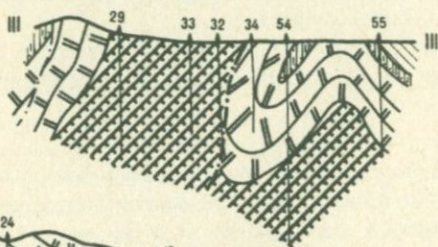
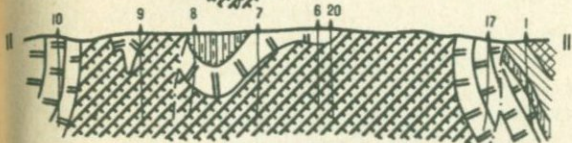
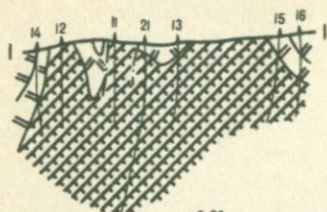
средне-, верхнекоунские и майкопские породы, разрез которых лишен каких-либо черт трансгрессивности. Плоскость разрыва можно непосредственно наблюдать у русла р. Вегвер и к востоку от зимника Давшансиякеш.

Бурением к югу от зимника Давшансиякеш был вскрыт контакт палеоцена и мела. Его поверхность падает на север под углом  $20^{\circ}$ . Интересно, что в подошве палеоцена залегает не только верхний кампан, с которым палеоцен контактирует на дневной поверхности, но и нижний кампан (рис. 25, профиль I, скв. 24 и 5). Очевидно, нахождение третичных пород на юг было связано с давлением Кемшидагского покрова.

Западно-Вегверская синклинали расположена в верховьях р. Вегвер. Она имеет восток-северо-восточное простирание и выполнена породами палеоцена и эоцена. Северное крыло Западно-Вегверской синклинали, так же как и Вегверской, придавлено пластиной Кемшидагского покрова.

Кабандагская антиклиналь начинается на западе, на горе Кабандаг, с куполовидного вздутия, сложенного меловыми породами от турона (свиты кемчи). На восток от горы Кабандаг антиклиналь протягивается в зоне узкой полосы пород сантона и кампана. Кабандагская антиклиналь была пересечена четырьмя профилями бурения (рис. 25). Как и в Кетадагской антиклинали, здесь наблюдается некоторое выполаживание слоев с глубиной. Отметим кстати, что расчленение юнусадагской свиты, проведенное В.М.Мурadianом на вос-

АГБУРУНСКАЯ  
АНТИКЛИНАЛЬ



ЮНУСДАГСКАЯ  
АНТИКЛИНАЛЬ

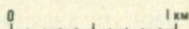
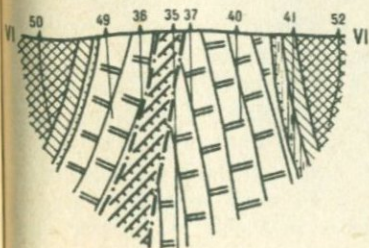
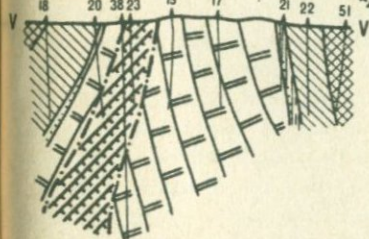
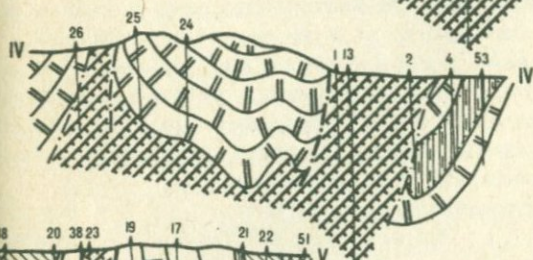


Рис. 26. Профили бурения площадей  
Западный Агбурун (профили I, II) и  
Агбурун-Юнусдаг (профили III, VI).  
По В.М. Мурадян, с дополнениями  
Условные обозначения см. прило-  
жение

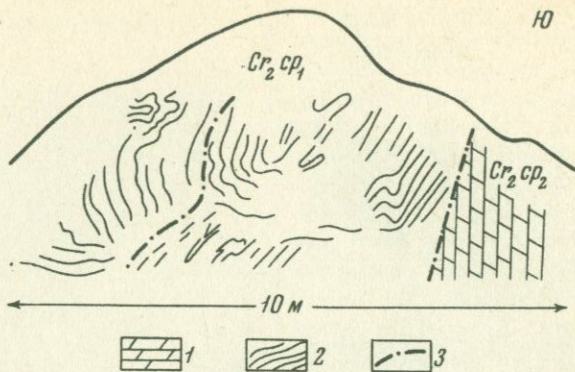


Рис. 27. Мелкие складки на контакте юнусдагской и агбурунской свит (южное крыло Юнусдагской антиклинали). По А.М. Шурыгину

1 - нижняя подсвита агбурунской свиты; 2 - верхняя подсвита юнусдагской свиты; 3 - разрывные нарушения

точном профиле, точно соответствует нашему расчленению свиты на нижнюю и верхнюю подсвиты, так что выделенные нами подсвиты могут различаться не только в маршрутах, но и по материалам бурения.

Кызылчайская синклиналь примыкает с юга к Кабандагской антиклинали. В западной части в ее ядре выходят третичные отложения до майкопской свиты. Внутреннее строение синклинали просто. По бортам ее протягиваются разрывы, приводящие палеоценовые и эоценовые отложения в контакт с меловыми.

Южнее Кызылчайской синклинали располагается Агбурунская антиклиналь. Она является восточным продолжением Шихандагской антиклинали. В ядре антиклинали выходят породы сантона и нижнего кампана. В западной части антиклиналь широкая, слабо нарушена разрывами, ее ядро смято в спокойные складки. Свод антиклинали осложнен узкой синклиналью с породами палеоцена в ядре, в результате чего Агбурунская антиклиналь распадается здесь на две антиклинали (рис. 26, профили I, II). К востоку от урочища Хаджи-Иса картина резко изменяется. Здесь породы сантона и кампана образуют ядро ограниченное почти параллельными разрывами (рис. 26, профили III, IV). Породы ядра интенсивно дислоцированы, слои смяты в крупные, сильно сжатые складки, секущиеся разрывами.

У урочища Хаджи-Иса от Агбурунской антиклинали на юг ответвляется Юнусдагская антиклиналь. Далее обе складки тянутся на восток почти параллельно. Разделяет их узкая синклиналь с палеогеновыми породами в ядре. По строению Юнусдагская антиклиналь идентична восточной части Агбурунской: в ее ядре выходят сильно дислоцированные породы сантона и нижнего кампана (рис. 27), узкое ядро ограничено крутыми параллельными разрывами, так что в целом создается подобие дайки (см. рис. 26, профили V, VI).

Как указывалось выше, в Ильхидагской полосе в ядрах антиклиналей выходят породы верхнего кампана — дания. В связи с этим стиль тектоники резко изменяется. Если для Юнусдагской полосы характерна гребневидная складчатость с интенсивно дислоцированными ядрами антиклиналей, ограниченными разломами, то в Ильхидагской полосе развиты слабо нарушенные разрывами складки, а складчатость обычно имеет концентрический характер.

По форме и расположению складок Ильхидагская полоса делится на две части, граница между которыми проходит по урочищу Шихандаг. В западной части простирание складок выдержанное, субширотное. Здесь ширина полосы 4–6 км. При переходе к восточной части ширина почти вдвое увеличивается, а выдержанная складчатость сменяется беспорядочным нагромождением складок разных размеров и простираций. К югу от Юнусдагской антиклинали расположена Сумгайтская синклиналь, выполненная породами палеогена и почти нацело закрытая четвертичными образованиями. Контакт третичных и меловых отложений на северном крыле синклинали осложнен разрывом. Поперечный разрыв обрывает и западную центриклиналь синклинали.

К югу от Сумгайтской синклинали расположена группа брахиформных антиклиналей: Ильхидагская, Котурдагская и Агриджинская. Антиклинали сложены породами дания, в ядрах первых двух выходят низы маастрихта (верхняя подсвита агбурунской свиты). Они имеют концентрическую форму, прекрасно выраженную на перекиналях: узкие ядра обрамлены на замыкании слоями, образующими при удалении от центра дуги все большего радиуса. С юга к Ильхидагской антиклинали примыкает антиклиналь меньших размеров, известная в литературе под названием Южно-Ильхидагской, имеющая также концентрическую форму (рис. 28). Концентрическая форма характерна не только для антиклиналей, но и для складчатости в целом, так как синклиналь, разделяющая эти две антиклинали, узкая, сжатая, с почти параллельными крыльями, т.е. имеет такую же изоклиналиную форму, как и ядра антиклиналей.

К западу от Котурдагской антиклинали, огибая ее замыкание, располагается Исламдагская синклиналь, выполненная породами диатомовой свиты (верхний миоцен). Эта синклиналь весьма своеобразна. Во-первых, необычна ее подковообразная форма. Во-вторых, крупный и древний разрыв с запада и востока почти упирается в синклиналь, так что она оказывается как бы наложенной на разрыв. При этом в синклинали никаких смещений на продолжении разрыва не наблюдается. Такое положение кажется весьма странным: как правило, даже небольшие разрывы продолжают жить до настоящего времени, деформируя четвертичный покров.

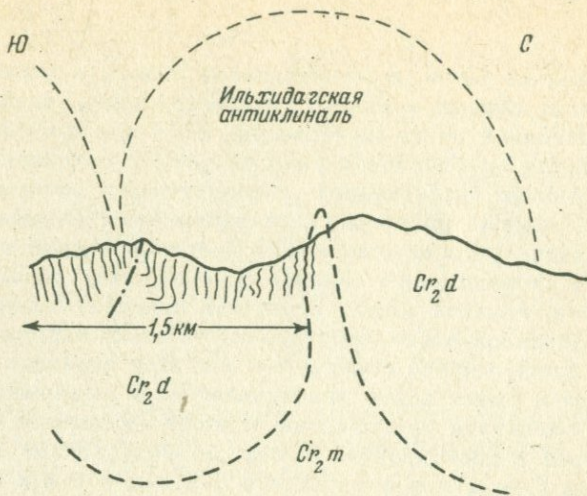


Рис. 28. Строение южного крыла Ильхидагской антиклинали и примыкающей к ней с юга синклинали. По А. М. Шурыгину

Майкопские глины, обрамляющие ядро Исламдагской синклинали, на севере и западе по разрыву контактируют с более древними образованиями палеогена. На севере разрыв фиксируется зоной перетертых пород; на западе границы палеоценовых и эоценовых пород почти под прямым углом срезаются полосой майкопской свиты. Может быть, этот разрыв является поверхностью скольжения, по которой Исламдагская синклинали и Котурдагская антиклиналь переместились на юг и в буквальном смысле были наложены на древний разрыв. В этом случае Котурдагская антиклиналь является срезанным сводом Южно-Ильхидагской антиклинали (см. приложение, профиль XI).

К юго-западу от Агриджинской антиклинали, отделяясь от нее флексурой с признаками раздавливания слоев, находится Маяшская мульда. Она выполнена диатомовой свитой и отложениями понта; понтические слои перекрываются пологолежащими конгломератами продуктивной свиты. В юго-восточной части мульды можно наблюдать азимутальное несогласие между диатомовыми и понтическими отложениями: диатомовые слои срезаются подошвой понта. Мухда имеет округлую форму, южное ее крыло обрывается разрывом, разделяющим структуры Ковдагской ступени и зоны Центрального Кобыстана.

На северо-запад от Маяшской мульды расположены еще две мульды: Кендинская и Чармимазарская.

К этой цепочке с запада примыкает Кублядагская группа в общем антиклинальных складок и Нижнекендинская антиклиналь. Здесь в ядрах антиклиналей выходят породы дания на юге и маастрихта на севере. Концентрический характер складчатости выражен чрезвычайно ярко. Так как перекинали очень круты, на карте часто можно видеть дуги не уменьшающейся кривизны, а концентрических окружностей. Ядра синклиналей и антиклиналей сильно сжаты, залегание слоев на крыльях почти параллельное.

Кублядагской группой заканчивается восточная часть Ильхидагской полосы. Западная ее часть построена гораздо проще. Северная часть опущена, здесь располагаются Шиханская и Беглярская синклинали, разделенные поперечным Туркчайским поднятием, а приподнятая южная — образует Юртандагскую антиклиналь.

Шиханская синклиналь сложена в ядре глинами майкопской свиты, а на западе к ним присоединяются диатомовые слои. Эта синклиналь, как и все синклинали Ильхидагской полосы, не имеет плоского дна: углы падения, составляющие на крыльях  $50-60^{\circ}$ , сохраняются такими до оси синклинали.

Туркчайское поперечное поднятие состоит из четырех широтно ориентированных антиклиналей. Ядро северной антиклинали образовано породами агбурунской свиты, ядра остальных — ильхидагской. В северной антиклинали можно наблюдать постепенное срезание подошвой палеоцена верхней подсвиты ильхидагской свиты, так что на северном крыле антиклинали палеоцен оказывается лежащим на ее средней подсвите. Отметим, что на запад и восток от Туркчайского поднятия при переходе от эоцена к олигоцену (т.е. к майкопской свите) складки затухают.

Беглярская синклиналь представлена в ядре эоценовыми отложениями. Ее кулисообразно замещает расположенная севернее Караязская синклиналь, протягивающаяся на запад до сел. Хильмили. В ядре ее выходят эоценовые отложения. В 0,5 км от долины Козлучая Караязская синклиналь косо пересекается небольшой узкой синклиналью юго-восточного направления. Эта синклиналь наложена также на Кетандагскую и Караязскую антиклинали.

Караязская антиклиналь сложена породами маастрихта и дания. В долине Козлучая в ее ядре выходят отложения нижнего и верхнего кампана. Здесь антиклиналь имеет широтное простирание; на западном замыкании она раздваивается. При рассмотрении мелких складок, осложняющих строение Караязской антиклинали, обращает на себя внимание следующее обстоятельство. При движении от Беглярской синклинали к осевой части Караязской антиклинали моноклинально залегающие палеоценовые и верхнемеловые породы повторяются два или три раза. В неко-

торых случаях удавалось установить, что причина этого явления — ступенчатые древние оползни, двигавшиеся с северо-востока на юго-запад (см. приложение, профиль VII).

Ю р т а н д а г с к а я а н т и к л и н а л ь прослеживается от сел. Набур на западе до горы Кублядаг на востоке. В ее ядре выходят в основном породы маастрихта. Антиклиналь выдержана по простиранию и проста по строению. Слой северного крыла падают под углами  $60-70^\circ$ , на юг они выполаживаются; затем обычно наблюдается пологий свод, оборванный с юга Герадильским надвигом. Здесь часто развиваются мелкие складки и чешуи.

К юго-востоку от горы Юртандаг в ядре антиклинали выходят сложно дислоцированные породы кампана и сантона. Слои маастрихта и дания на северном крыле, огибая более древние породы, отклоняются к северу, и в целом этот участок имеет характер вздутия, а не простого воздымания шарнира складки. Это вздутие располагается на продолжении поперечного Туркчайского поднятия.

Породы сантона и нижнего кампана в ядре вздутия смяты в мелкие, резко дисгармоничные складки, секущиеся разрывами. Дислокации сопровождаются многократным изменением мощностей отдельных пачек, зонами интенсивного раздавливания и нагнетания материала. Создается типичная картина деформаций пород сантона и нижнего кампана, которая наблюдалась в ядрах гребневидных антиклиналей Юнусдагской полосы. Эти сложные дислокации на запад и восток быстро затухают в толще верхнего кампана.

Юртандагская антиклиналь обрывается Г е р а д и л ь с к и м н а д в и г о м, к югу от которого выходят глины майкопа.

В своей статье А.Г.Алиев и Н.Г.Ахвердиев (1963) оспаривают существование Герадильского надвига. Авторы приходят к выводу, что контакт майкопских глин и меловых отложений трансгрессивный. К сожалению, статья лишена карты, поэтому трудно привязать текст к конкретным обнажениям.

Выше было неоднократно отмечено, что во всех случаях контакт отложений майкопа и мела тектонический. Для южного крыла Юртандагской антиклинали это также справедливо. Во-первых, с меловыми отложениями по Герадильскому надвигу почти непосредственно контактируют, кроме верхнемайкопских, чокракские отложения к северу от горы Марджантепе и к западу от зимника Унгача (в последнем случае между мелом и чокраком протягивается полоса пород майкопа шириной 10-30 м). В долине р. Чикилчай к меловым породам почти вплотную подходят отложения "нижнего майкопа" (переходной толщи). Во-вторых, в долине Чикилчая верхний майкоп контактирует с маастрихтом Юртандагского поднятия; в 100 м южнее выходят породы "нижнего майкопа", а далее — еще более древние породы (до дания в ядре Туvinской антиклинали), имеющие общую мощность 1,5 км. Невоз-

можно представить, как такая мощная толща глубоководных осадков могла выклинить на расстоянии 100 м. В-третьих, здесь же и западнее можно видеть, как слои майкопа упираются в линию надвига. В-четвертых, поверхность разрыва можно наблюдать непосредственно к северо-западу от зимника Караязы и к северу от зимника Узундере. На обоих участках по надвику прослеживается зона интенсивно перетертых пород палеогена мощностью 5–20 м. В этой зоне видны обломки зеленых мергелей нижнего коуна, бурых песчаников среднего коуна, рассланцованных линз красных глин сумгаита и верхнего коуна. Севернее следует полоса пород дания большей мощности (50–70 м). Эти породы также перетерты и представляют собой глинисто-карбонатную массу с обломками мергелей и песчаников. Еще далее на север следуют породы маастрихта, нарушенные мелкими складками и чешуйчатыми надвигами небольшой амплитуды. Таким образом, концепция А. Г. Алиева и Н. Г. Ахвердиева оказывается явно несостоятельной.

Более серьезным представляется вопрос об амплитуде и наклоне Герадильского разрыва. З. А. Мишунина (1953) считала амплитуду незначительной, причем трактовала разрыв не как надвиг, а как крутой взброс. Н. Б. Вассоевич (1941) и В. Е. Хаин (1950 и др.) подчеркивали надвиговый характер перемещения.

Стратиграфическая амплитуда надвига (т.е. мощность выпадающих из разреза отложений) достигает 2 км к юго-востоку от горы Юртандаг и постепенно уменьшается на запад и восток до 1 км, так что амплитуда перемещения надвига оказывается весьма существенной. У нас нет прямых данных для решения вопроса о наклоне поверхности скольжения. По косвенным данным, на поверхности слои вблизи разрыва падают круто, под углами  $40-70^{\circ}$  (рис. 29). Вместе с тем линия нарушения в плане прихотливо изгибается, и отдельные ее участки иногда образуют почти прямой угол. Это свидетельствует о пологом положении сместителя. Вполне возможно, что поверхность надвига близ дневной поверхности крутая, а на глубине становится полой, как, например, у Ачисуйского надвига в Дагестане.

Заслуживает внимания тот факт, что складки, расположенные к югу от разрыва, простираются в общем на запад-северо-запад и косо срезаются линией разрыва. Так, к разрыву косо подходят небольшая мульда горы Марджантепе (западное продолжение Большесиякинской мульды), небольшая антиклиналь, протягивающаяся на северо-запад от северного крыла Тувинской антиклинали в долине Чикилчая, и Тувинская антиклиналь. Обычно такие соотношения трактуются как результат перекрытия пологим надвигом складок Центрального Кобыстана. Однако обе антиклинали не срезаются надвигом, а погружаются под него, так что в непосредственном контакте с мелом оказывается майкоп. Синклинали, наоборот, у надвига резко воздымаются (чокракские слои вблизи разрывов стоят вертикально или даже опрокинуты на юг), и в непосредственном контакте с мелом оказывается опять майкоп.

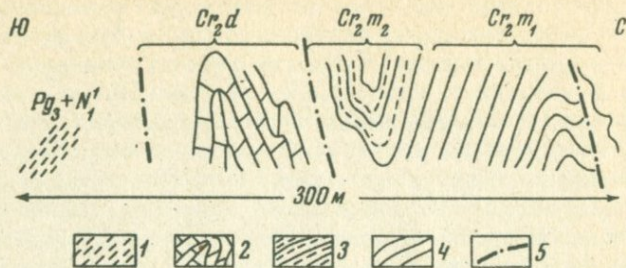


Рис. 29. Герадильский надвиг по р. Чикилчай.  
По А. М. Шурыгину

1 - майкопская свита; 2 - верхняя подсвита ильхидагской свиты; 3 - нижняя подсвита ильхидагской свиты; 4 - верхняя подсвита агбурунской свиты; 5 - разрывные нарушения

Поведение синклиналей вблизи разрыва вполне естественно для крутого взброса: по таким разломам в опущенном крыле всегда наблюдается задирание слоев вверх в результате трения на поверхности смещения. Однако это полностью исключается для поведения антиклиналей: в опущенном крыле взброса немислимо загибание слоев вниз, подминать под себя слои может лишь надвигающееся висячее крыло пологого разрыва. Таким образом, вопрос о характере Герадильского разрыва скорее решается в пользу надвига.

Остается лишь объяснить поведение синклиналей: надвиг не подминает слой под себя, а задирает перед собой. Очевидно, здесь мы встречаемся с тем же явлением, которое отмечалось для Астраханского покрова. Герадильский надвиг, очевидно, толкал перед собой послемайкопские отложения, которые перед ним образовали крутую флексуру.

То, что к надвику почти на всем его протяжении непосредственно примыкают лишь майкопские отложения, определяет пластичную майкопскую свиту как поверхность, по которой скользили на юг меловые отложения. Этот чрезвычайно важный факт дает возможность установить возраст надвига. Надвиг не сечет расположенные к югу от него складки, поэтому не может быть моложе их. Или надвигание по пологолежащим глинам майкопа предшествовало складкообразованию, или, что более вероятно, развитие надвига и рост складок происходили одновременно, причем по крайней мере некоторая часть деформаций к югу от надвига возникла, очевидно, при его давлении.

В восточной части Ковдагской ступени прослеживается Нефтицкий разрыв<sup>1</sup>, играющий такую же роль, как в западной части Герадильский надвиг. Он отделяет меловые породы Ковдагской ступени от третичных пород Центрального Кобыстана. Этот разрыв (вернее, серия разрывов) является непосредственным продолжением Герадильского надвига.

В отличие от Герадильского Нефтицкий разрыв не является надвигом, по крайней мере в верхней части складчатого комплекса: в плане он не дает мелких изгибов, прилегающие к нему слои стоят очень круто. Более того, этот разрыв является шарнирным. От зимника Усты до восточного края карты разрыв шесть раз меняет знак смещения. Как указывалось при описании стратиграфии, по Нефтицкому разрыву происходит резкое изменение мощностей эоценовых отложений. Если разрыв не представляет собой надвига со значительной горизонтальной амплитудой смещения, это свидетельствует о древнем (по крайней мере эоценовом) его возрасте.

Этот разрыв совместно с Герадильским образует южную границу Ковдагской ступени. За ним следуют третичные образования зоны Центрального и Южного Кобыстана.

## ЗОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО КОБЫСТАНА

Нашими работами охвачен лишь Центральный Кобыстан, т.е. северная часть этой зоны, расположенная к востоку от Хильминской синклинали. Зона почти целиком сложена третичными образованиями. В изученной нами части по возрасту отложений, выходящих на поверхность, и по стилю тектоники она делится с севера на юг на три полосы: Коунскую, Бурансызскую и Кырдагскую.

В строении Коунской полосы принимают участие палеогеновые, миоценовые и понтические образования. В ядрах антиклиналей выходят породы нижнего и среднего эоцена (нижнего коуна), иногда к ним присоединяются породы палеоцена (сумгаита). В Бурансызской полосе нижний возрастной предел отложений поднимается до верхов эоцена. В Кырдагской полосе ядра антиклиналей, как правило, сложены майкопской свитой (олигоцен – нижний миоцен). Здесь же выходят наиболее молодые породы: продуктивная свита, акчагыльский и апшеронский ярусы плиоцена.

### Коунская полоса

Коунская полоса ограничена с севера Герадильским разрывом и его восточным продолжением – Нефтицким разрывом, а на юге

---

<sup>1</sup> Нефтицкий разрыв, выделенный В.В.Вебером (1935), проходит несколько южнее.

ее граница соответствует приблизительно шоссе Баку - Шемаха, вдоль которого протягивается Джангинская антиклиналь - последняя на юг складка, имеющая в ядре нижнекоунские отложения.

В Коунской полосе имеется несколько крупных продольных разрывов, тянущихся почти параллельно друг другу на большое расстояние. К каждому такому разрыву приурочена антиклиналь, сложенная в ядре обычно эоценовыми отложениями. Пространство между разрывами отвечает синклиналям, выполненным верхнеэоценовыми или более молодыми отложениями. В синклиналях часто встречаются поперечные поднятия, причем каждое из них пересекает только одну синклиналь и гаснет у разрыва, проходящего по антиклинали. Таким образом, узкие полосы, на которые Коунская полоса делится продольными разрывами, сминались в поперечные складки автономно. Эта чрезвычайно интересная черта присуща лишь Коунской полосе.

К Кублядагской группе складок с юга примыкает серия мелких сильно сжатых складок. В ядрах наиболее крупных антиклиналей - Нефтиксской и Северо-Нефтиксской выходят отложения палеоцена, часто перетертые до брекчей. Среди них имеются пережатые линзы дания, отмеченные еще В.В.Вебером. С юга эти складки обрамляются синклинальной полосой отложений майкопа, протягивающейся на запад вдоль Герадильского надвига и на восток по границе ступени, распадаясь на отдельные мульды, выполненные диатомовой свитой. Разрез наиболее крупной из них, Большесаякинской мульды, венчается продуктивной свитой.

Западнее располагается небольшое поперечное поднятие, протягивающееся на северо-запад к зимнику Муджани. Поднятие сложено всеми свитами от верхнего эоцена до майкопа. На карте Н.С.Шатского (1951) здесь показано трансгрессивное залегание отложений майкопа на среднекоунских. Это явное недоразумение. Породы верхнего коуна и переходной толщи обнаружены во всех промоянах, особенно хорошо они видны к западу от зимника Чушмали.

Южнее протягивается цепочка антиклиналей (с востока на запад) - Тувинская, Межсиякинская и Северо-Кечаларская. Возраст пород, выходящих в их ядрах, понижается от дания в Тувинской антиклинали до нижнего эоцена в Северо-Кечаларской.

Своеобразные дислокации наблюдались на западном погружении Тувинской антиклинали, в 1 км к югу от ее оси. Здесь на участке шириной 1,5 км среднекоунские отложения по пологой поверхности надвинуты на юг на более молодые породы (до майкопских). Контакт среднего коуна с нижним нормальный. Создается впечатление, что на этом участке среднекоунские глины были выжаты и натекли на юг на более молодые породы.

На Тувинской антиклинали были пробурены две глубокие (более 1,5 км) скважины. Скв. 1 была заложена на северном крыле

антиклинали и вскрыла следующий разрез: в интервале 0-710 м - эоцен и верхний палеоцен, 710-1060 м - нижний палеоцен, 1060-1470 м - ильхидагская свита (верхний кампан - даний)<sup>1</sup>, 1470-2377,5 м - юнусдагская свита (сантон - нижний кампан). Скви. 2 была заложена на западном погружении антиклинали и вскрыла (см. приложение, профиль VIII) такой разрез: в интервале 0-700 м - палеоцен, 700-1551 м - ильхидагская свита (верхний кампан - даний)<sup>1</sup>.

Обращает на себя внимание тот факт, что пройденная мощность ильхидагской свиты на крыле в условиях крутого залегания слоев в два раза меньше, чем в ядре складки, где залегание значительно положе. По-видимому, это свидетельствует о перетекании материала с крыльев в ядро.

В ядре Межсиакинской антиклинали, ограниченном разрывами, выходят нижнепалеоценовые отложения, иногда к ним присоединяются верхнепалеоценовые породы. Слои сматы в сложные мелкие дисгармоничные складки (рис. 30).

Северо-Кечалярская антиклиналь была пересечена профилями бурения площади Зарбачи (рис. 31), обнаружившими дайкообразную форму антиклинали, осложненной разрывом.

Южнее протягиваются цепочкой синклинали (с запада на восток): Чайкурбанчинская, Малосиякинская, Кечалярская и Коунская.

Чайкурбанчинская синклиналь выполнена диатомовой свитой. На левом берегу Козлучая, к югу от горы Каракая, на южном борту синклинали, перекрывая чокракский горизонт и майкопскую свиту, лежат пластина глин сармата (?) и глины с глыбами доломитов мэотиса. Породы сильно нарушены мелкой складчатостью, но в общем лежат полого. Вряд ли это трансгрессивная пластина: глины в ее подошве лишены грубого материала, нижние слои пластины и подстилающие отложения сильно дислоцированы. Скорее всего, это крупный древний оползень.

В ядре Малосиякинской синклинали на вершине горы Нижние Сяки, выходят желтые и серые глины с прослоями бурых песчаников и редкими линзами брекчиевидных доломитов, имеющие, очевидно, мэотический возраст. Н. С. Шатский (1951) описал их как понтические отложения. Вдоль южного крыла синклинали проходит разрыв, по которому майкопские глины приведены в контакт с породами среднего коуна. Крутую плоскость разрыва можно наблюдать в промоинах, прорезающих южный склон горы Нижние Сяки (этот контакт был интерпретирован Н. С. Шатским как трансгрессивное налегание майкопа на средний коун).

<sup>1</sup> Термин "ильхидагская свита" применяется геологами, производимыми бурение, в понимании И. М. Губкина и охватывает интервал от верхнего кампана до дания.

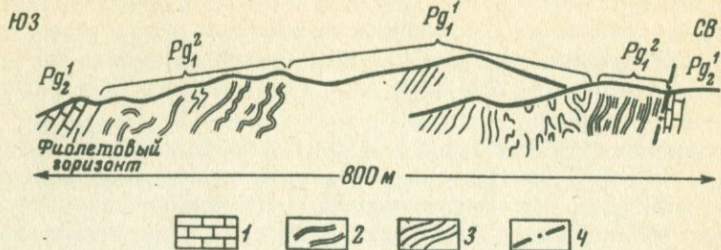


Рис. 30. Мелкие складки в ядре Межсякинской антиклинали.  
По А.М.Шурыгину

1 - нижняя подсвита коунской свиты; 2 - верхняя подсвита сумгаитской свиты; 3 - нижняя подсвита сумгаитской свиты; 4 - разрывные нарушения

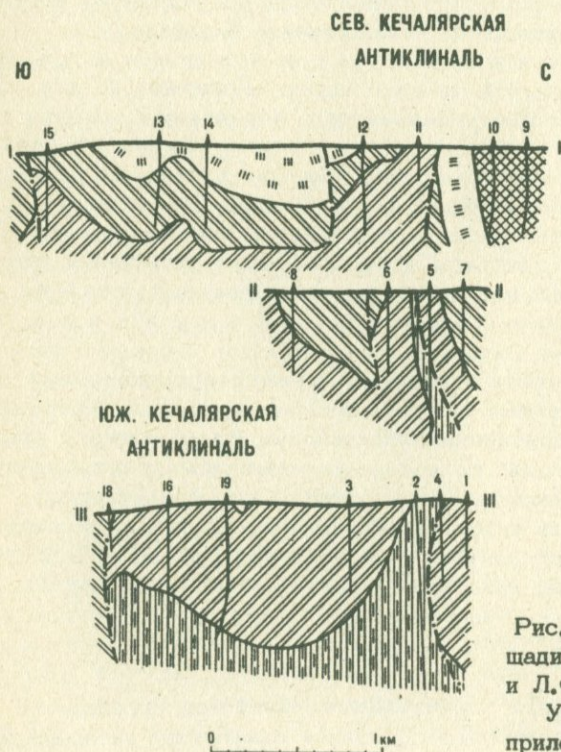


Рис. 31. Профили бурения площади Зарбачи. По С.Г. Гасанову и Л.Ф. Козловой, с уточнениями  
Условные обозначения см. приложение

На западном и восточном замыканиях синклинали видно, как от разрыва отходят, огибая центриклинали, верхнекоунские и "нижнемайкопские" отложения.

Серия трансгрессивных перекрытий внутри диатомовой свиты была показана Н.С. Шатским на северном крыле синклинали, совпадающем с северным склоном горы Нижние Сияки. Однако этот склон почти нацело покрыт оползнями и задернован, на нем различаются, и то с трудом, лишь доломиты чокракского горизонта. Следовательно, вывод Н.С. Шатского является необоснованным.

К е ч а л я р с к а я и К о у н с к а я с и н к л и н а л и выполнены эоценом и имеют простое строение. Они разделены поперечной перемычкой, сложенной породами нижнего эоцена.

На левобережье р. Джангичай от этой синклинали полосы, протягивающейся на запад-северо-запад, ответвляется К а р а д ж у з л и н с к а я а н т и к л и н а л ь. Ее ядро ограничено разрывами и сложено породами нижнего коуна на востоке, среднего коуна в средней части и верхнего коуна на западе. На западном окончании антиклинали в ядре появляются более древние породы (палеоцен), образующие короткую, нарушенную сложной складчатостью антиклиналь (впервые она была описана С.Ф. Федоровым, 1939). Южное крыло этой антиклинали, как и на более восточных участках, оборвано разрывом, по которому на западном погружении антиклинали расположена группа грязевых вулканов. Здесь можно наблюдать постепенные переходы от сильно дислоцированных пород ядра антиклинали к перетертым породам, представляющим собой глинистую массу с включениями обломков более крупных пород, и далее к типичной сопочной брекчии.

В полукилометре на запад от грязевых вулканов, среди обширного поля, сложенного диатомовой свитой, располагается небольшое (около 1 км в поперечнике) поле пород ильхидагской свиты. На аэрофотоснимке дишифрируются простирания слоев, обрисовывающих пологую мульду. Однако в обнажениях можно видеть лишь зеленоватую глинисто-карбонатную массу с обломками песчаников и мергелей. Такая интенсивная перетертость пород характерна для пластин покровов. Контакт диатомовой и ильхидагской свит изгибается в соответствии с рельефом. По изгибам устанавливается пологое падение контакта под поле пород ильхидага. Таким образом, ильхидагская свита слагает пластину, лежащую на диатомовой свите. Корни этой пластины находятся непосредственно севернее, это западное погружение Юртандагской антиклинали. Следовательно, или пластина была перемещена сюда пологим надвигом, или она является древним оползнем - во всех случаях это образование покровного типа. Пластину можно назвать Н а б у р с к и м п о к р о в о м.

Б о з б у р у н с к а я с и н к л и н а л ь выполнена породами верхнего коуна в западной части и диатомовой свиты в восточной. В западной части в ядре синклинали развиты мелкие

складки; полной расшифровке внутреннего строения препятствует посредственная обнаженность.

Следующая на юг антиклинальная полоса образуется Джангичайской и Южно-Кечалярской антиклиналями с нижнекоунскими отложениями в ядрах. Ядра осложнены разрывом, переходящим иногда с одного крыла складки на другое. Джангичайская антиклиналь пересечена профилями бурения площади Джангичай (рис. 32). Здесь узкое нижнекоунское ядро опять в виде дайкообразного тела прослеживается на глубину более километра. Ядро на всех профилях наклонено, на юг, в то время как породы, выходящие на поверхность, опрокинуты на север. Такое же строение имеет антиклиналь, вскрытая профилем I. Однако здесь существует расхождение между материалами бурения и нашими маршрутными данными: нижнекоунские отложения вскрыты скважинами на 0,5 км южнее, чем прослеженное нами ядро Джангичайской антиклинали.

В ядре Джангичайской антиклинали выходят породы нижнего коуна, смятые в мелкие складки. К югу от горы Нефтик антиклиналь обрывается мощной зоной дробления пород нижнего коуна, уходящей на юг под аллювий р. Джангичай. Западнее в долине протягиваются среднекоунские отложения ядра антиклинали, которая, таким образом, является кулисообразным продолжением Южно-Кечалярской. У горы Сарымамеддаг, где Джангичайская антиклиналь выходит на правый берег Джангичая, в ядре антиклинали появляются нижнекоунские, а далее палеоценовые породы. Как отметил еще В. В. Вебер (1935), эти отложения выходят в пережатом ядре веерообразной складки.

К югу от Хильмилинской мульды до восточной рамки карты протягивается полоса синклиналей, состоящая из Балалыгской синклинали на западе и Достыбазинской на востоке. Балалыгская синклиналь выполнена диатомовой свитой, поле пород которой протягивается от горы Шимшабы на востоке до сел. Набур на западе. В восточной части синклинали мэотис представлен конгломератами и песчаниками, с размывом и несогласием перекрывающими более древние горизонты диатомовой свиты. На горе Балалыг мэотис, в свою очередь, перекрывается почти горизонтально лежащим понтом. Несколько западнее синклиналь, простирающаяся на запад-северо-запад, косо пересекается антиклиналью с майкопскими и верхнекоунскими отложениями в ядре.

Далее на запад, к югу от Набурской мельницы, синклиналь пересекается меридионально вытянутым полем пологолежащих понтических пород. В северной части этого поля контакт диатомовой свиты и понта тектонический: понтические слои упираются в линию контакта. На остальной территории из-за плохой обнаженности невозможно было наблюдать характер контакта. Однако к западу от выходов понта располагается широкое поле выходов пород диатомовой свиты, где видны крутые складки с углами наклона

ДЖАНГИЧАЙСКАЯ  
АНТИКЛИНАЛЬ

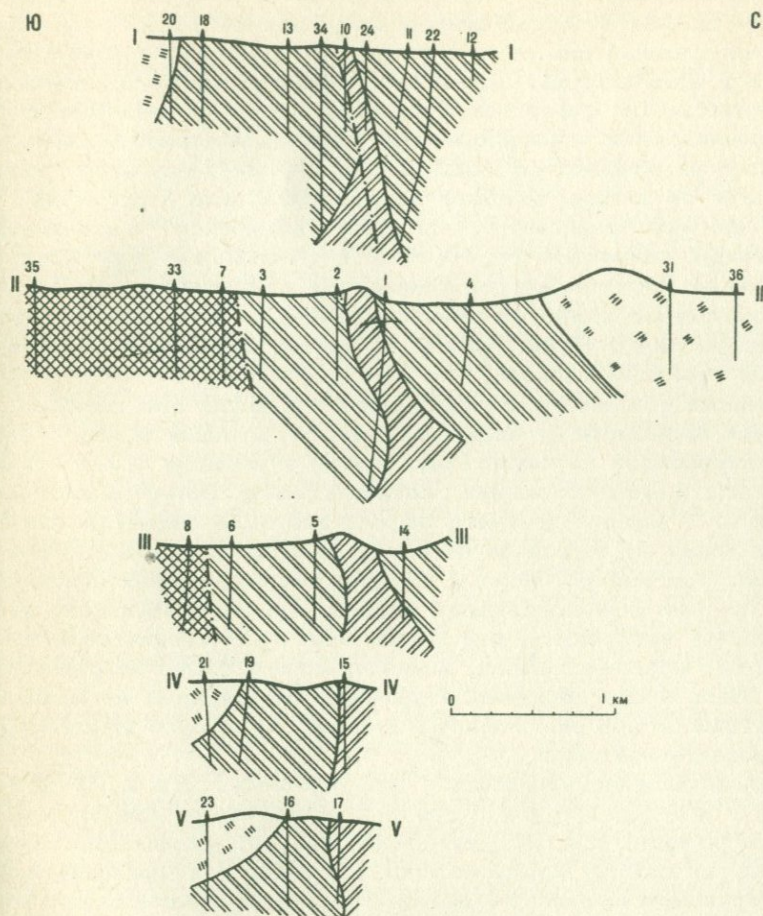


Рис. 32. Профили бурения площади Джангичай. По С. Г. Гасанову (профили II-V с исправлениями)

Условные обозначения см. приложение

слоев до  $60-70^{\circ}$  (см. приложение, профиль VII). Простирания слоев образуют почти прямой угол с западной границей понтического поля. Очевидно, это свидетельствует о значительном угловом несогласии смятых в складки диатомовых и пологолежащих понтических слоев. Трудно сказать, является ли это несогласие тектоническим, как в Алаташской и Шихлярской пластинах, или трансгрессивным.

Д о с т ы б а з и н с к а я с и н к л и н а л ь выполнена породами верхнего коуна. Поперечными поднятиями, иногда сопровождающимися разрывами, она делится на несколько мульд.

Более сложно строение синклинали в районе горы Сагырчикмаз. Гора сложена диатомовой свитой, выполняющей мулду, вытянутую в широтном направлении. Диатомовая свита без видимого несогласия (но сидеритовый горизонт здесь не наблюдается) подстилается майкопскими глинами, слагающими широкое поле, вытянутое на запад-северо-запад. В восточном углу этого поля располагается второе, меньшее по размерам поле диатомовой свиты, частично перекрытое небольшой "нашлепкой" понтических известняков, слагающих гору Чабандаг. Майкопское поле косо наложено на Достыбазинскую синклиналь и полностью перекрывает ее ядро и южное крыло. С запада и востока к этому полю подходят слои верхнего коуна, причем на западе можно наблюдать их срезание границей майкопа.

Северный контакт отложений майкопа и коуна был дважды пересечен профилями бурения (см. рис. 31, профили II, III). Скважины, заложенные на коуне (скв. 3 и 6) и майкопе (скв. 7 и 8), не вскрыли других отложений. Таким образом, северный контакт их крутой. У южного контакта на майкопе была заложена скв. 35, которая также не вышла из него. Следовательно, южный контакт не падает под майкоп. Породы коуна и майкопа вблизи контакта падают на восток под средними углами. Это обстоятельство дает возможность утверждать, что южный контакт тектонический. К сожалению, майкопское поле, за исключением самой западной его части, очень плохо обнажено, а скважин, заложенных на майкопе, недостаточно и все они очень неглубокие, поэтому в целом структура остается неясной.

Достыбазинская синклиналь с юга обрамлена Джангинской антиклиналью — самой южной структурой Коунской полосы. В ядре антиклинали выходят нижнекоунские отложения; по южному крылу ее проходит разрыв, ограничивающий с юга Коунскую полосу. На востоке широтная Джангинская антиклиналь соединяется с Южно-Кечаларской, простирающейся на юго-восток.

### Бурансызская полоса

Бурансызской полосе в рельефе отвечает плохо обнаженная широкая лошина между шоссе Баку — Шемаха на севере и горными массивами Сунгур — Бояната — Кырдаг на юге. В ядрах крупных антиклиналей выходят породы верхнего коуна. Верхний возрастной предел отложений — понт.

По южному краю полосы протягивается Бурансызская антиклиналь, в ядре которой выходят верхнекоунские отложения. Крутое (40–70°) северное крыло сложено породами майкопской свиты. Далее на юг следует крупная Котурташская син-

к л и н а л ь, ядро которой сложено диатомовой свитой. В юго-восточной части синклинали к ней присоединяются породы понта, слагающие невысокий хр. Даштыдаг. Бурансызская антиклиналь была пересечена несколькими профилями бурения на площади Бурансыз - Бояната (рис. 33).

Севернее Котурташской синклинали, у восточной рамки карты, располагается еще одна - Б а б а д ж а н с к а я а н т и к л и н а л ь с верхнекоунскими породами в ядре.

Таково строение Бурансызской полосы восточнее меридиана зимника Бояната. У зимника породы верхнего коуна резко погружаются, за их границей следует узкое меридиально вытянутое поле майкопской свиты. Далее, на продолжении оси Бурансызской антиклинали, располагается Б о я н а т и н с к а я с и н - к л и н а л ь, выполненная породами диатомовой свиты и понтическими отложениями. Севернее, отделяясь от нее узкой антиклиналью с породами майкопа в ядре, выходит диатомовая свита ядра Котурташской синклинали, протягивающейся сюда с юго-востока без каких-либо изменений, так что Боянатинская синклиналь оказывается наложенной на ядро Бурансызской антиклинали.

Восточным продолжением Боянатинской синклинали является, вероятно, Алайская мульда, вытянутая в юго-западном направлении. Она выполнена также породами диатомовой свиты. По краям мульды протягиваются узкие антиклинали с майкопскими глинами в ядре. На юго-западе эти антиклинали вливаются в крупную Б а й г у ш т и н с к у ю а н т и к л и н а л ь, ядро которой сложено верхнекоунскими породами. Оно имеет почти квадратную форму: по сторонам квадрата (за исключением, может быть, восточной) проходят разрывы, по которым выпадает значительная часть майкопской свиты. Верхнекоунское ядро как бы выколото и вдавлено в более молодые породы. В ядре по замерам и дешифрированию вырисовывается дополнительная складчатость.

К северу от Байгуштинской антиклинали располагается широкое поле выходов диатомовой свиты. Породы сильно нарушены мелкой складчатостью, на фоне которой вырисовываются две крупные складки: Б а й г у ш т и н с к а я с и н к л и н а л ь на юге и С у н г у р с к а я с и н к л и н а л ь на севере. Меньшее по размерам поле диатомовой свиты располагается также к югу от Байгуштинской антиклинали, в урочище Дашали. С юга оно обрывается разрывом, названным В. В. Вебером А х и д - ж а н с к и м. К югу от разрыва выходят уже плиоценовые образования.

БУРАНСЫЗСКАЯ  
АНТИКЛИНАЛЬ

ЮЗ

СВ

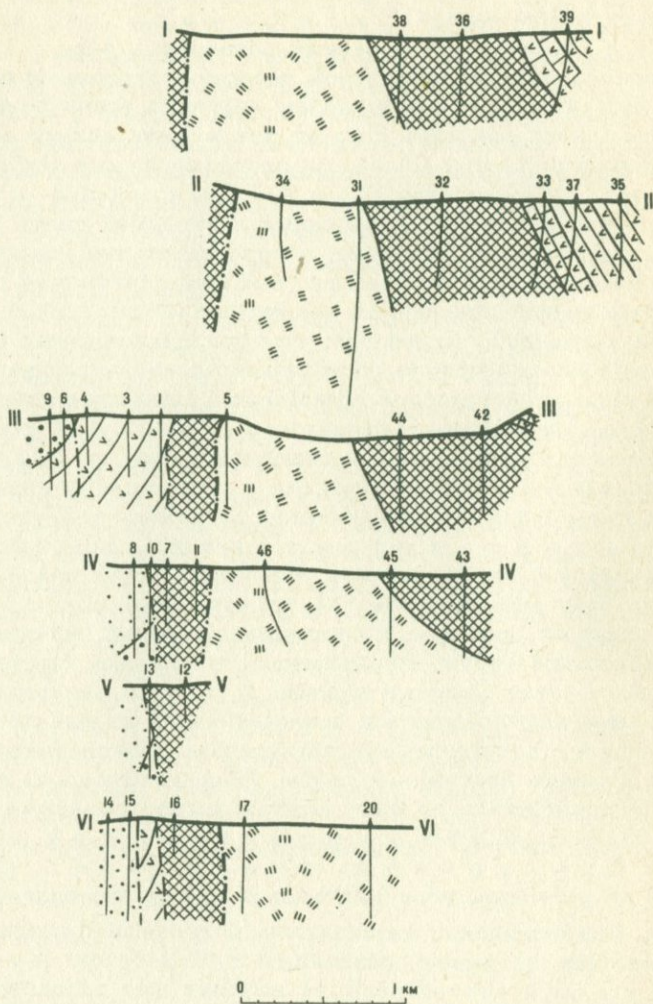


Рис. 33. Профили бурения через Бурансызскую антиклиналь на площади Бурансыз - Бояната. По И. П. Жабреву и О. Н. Фаталиеву, с уточнениями

Условные обозначения см. приложение

В Кырдагской полосе выходят самые молодые породы до апшеронского яруса. Ядра узких антиклиналей сложены глинами майкопа. В восточной части Кырдагская полоса отделяется от Бурансызской разрывом, проходящим по южному крылу Бурансызской антиклинали — Б у р а н с ы з с к и м р а з р ы в о м. Разрыв имеет крутую поверхность скольжения (см. рис. 33). Повторяя конфигурацию антиклинали, в восточной части разрыв простирается на северо-запад, а у зимника Сарыдаш поворачивает на запад.

К диагональному участку разрыва примыкает К ы р д а г с к а я с и н к л и н а л ь, в строении которой принимают участие отложения диатомовой и продуктивной свит, акчагыльского и апшеронского ярусов. Породы диатомовой свиты образуют угловатую мульду в северо-западной части синклинали. Южнее на борту мульды к крутостоящим слоям диатомовой свиты примыкают терригенные породы продуктивной свиты, падающие на юг и образующие северо-западную центриклиналь; далее следуют продуктивная толща, акчагыльские и апшеронские отложения. Синклиналь погружается и широко открывается на юг.

Диатомовая свита Кырдагской синклинали с севера по разрыву контактирует с узкой широтной полосой майкопской свиты, образующей ядро К а л а д ж а л я р с к о й а н т и к л и н а л и. Скважины площади Каладжаляр вскрыли узкое крутое ядро антиклинали, ограниченное с обеих сторон разрывами (рис. 34).

К северу от Каладжалярской антиклинали располагается К а р и н с к а я с и н к л и н а л ь. В западной части ее ядро сложено породами диатомовой свиты, в восточной части к ним присоединяются отложения понта. Западная центриклиналь синклинали "сдвоена" разрывом, упирающимся на севере в Бурансызский разрыв.

Западная часть Каринской синклинали с юга примыкает к К а р и к и ш л а к с к о й а н т и к л и н а л и. Антиклиналь является кулисообразным продолжением на запад Каладжалярской антиклинали и построена аналогично: в ее узком ядре, ограниченном разрывами, выходят глины майкопа (рис. 35).

Самой южной из изученных нами структур является К у д ж у р с к а я с и н к л и н а л ь (на приложении показано лишь ее северное крыло). Эта обширная, пологая складка сложена в основном породами продуктивной толщи. К югу от урочища Дартагиль на аэрофотоснимках видны трансгрессивные перекрытия внутри продуктивной толщи.

КАЛАДЖАЛЯРСКАЯ  
АНТИКЛИНАЛЬ

Ю

С

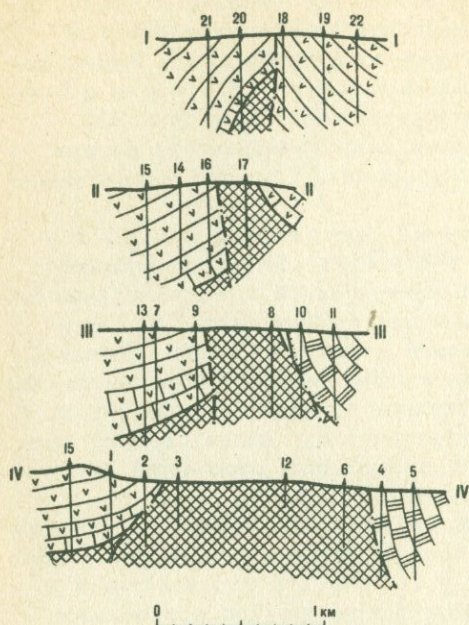


Рис. 34. Профили бурения площади Каладжаляр. По И.П. Жабреву, с уточнениями

Условные обозначения см. приложение

КАРИКИШЛАКСКАЯ  
АНТИКЛИНАЛЬ

Ю

С

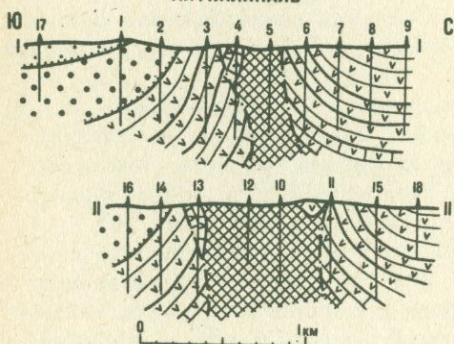


Рис. 35. Профили бурения площади Карикишлак. По И.П. Жабреву (профиль II с уточнениями)

Условные обозначения см. приложение

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ И СООТНОШЕНИЯ МЕЛОВЫХ И ТРЕТИЧНЫХ СТРУКТУР

Вопросы о возрасте и длительности складкообразования, перестройке плана складчатости, роли диапировых явлений, тектонических покровов и явлений горизонтального срыва в осадочной толще неоднократно дискутировались в геологической литературе. Различные точки зрения авторов в совокупности содержат по существу все принципиально возможные варианты толкования наблюдаемых явлений.

Существенным недостатком работ большинства наших предшественников является, если можно так выразиться, отставание картирования от изучения стратиграфии. Мы постарались восполнить этот пробел, составив детальную карту и расчленив свиты верхнего мела. Собранный нами материал является на сегодняшний день наиболее полным по тектонике района. Он позволяет внести ряд уточнений, иногда очень существенных, в понимание строения отдельных элементов и всего района в целом. Именно детальность материала дает нам смелость вновь поднять спорные вопросы, отклонить те взгляды, которые противоречат фактическому материалу, а согласующиеся с ним по возможности детализировать.

### ВОЗРАСТ СКЛАДЧАТОСТИ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

В Северном и Центральном Кобыстане выделяются два типа складок, существенно различающихся по положению в структуре и истории развития. Первый тип образуют кордильеры, располагавшиеся на границах зон, в общем соответствующих тектоническим ступеням. Рост кордильер происходил длительно и фиксируется изменением фаций и мощностей отложений с кампанского яруса. Второй тип составляют остальные складки, т.е. основная масса складчатых нарушений. Образование этого типа складок и понимается обычно под термином "складкообразование".

Складкообразование в этом смысле не характерно для верхнемелового времени. Небольшие перерывы, отмеченные нами в разрезе, по объему никогда не достигают яруса.

Заложение субширотных складок произошло в предпалеоценовое время (возможно, еще в датский век) и четко фиксируется глубиной предсумгаитского размыва. В Бабадагской ступени и Юнусдагской полосе складкообразование проявилось в трансгрессивном характере подошвы сумгаитской свиты; кроме того, оно сопровождалось образованием грубообломочных пород этой свиты и развитием оползневых явлений. На предпалеоценовое складкообразование указывали М. Ф. Мирчинк (1935), В. Е. Хаин (Хаин и др., 1952), Б. В. Григорьянц (1962).

Заключение В. В. Вебера (1939), Н. С. Шатского (1951) и Б. В. Григорьянца о складкообразовании в эоцене, олигоцене, раннем и среднем миоцене ошибочно. Эта ошибка произошла в результате неправильного трактования контактов: тектонические контакты были приняты за стратиграфические. Тектонический характер контактов был установлен нами при прослеживании их по простиранию. У нас нет данных, свидетельствующих о существенном складкообразовании в это время. Отсутствие в разрезе (за исключением среднего коуна) грубообломочных отложений также говорит о спокойной тектонической обстановке во время осадконакопления.

В позднем миоцене происходил рост некоторых складок в Ильхидагской полосе и зоне Центрального и Южного Кобыстана, о чем свидетельствуют наблюдаемые нами предсарматские и предэотические несогласия. Однако и в это время складкообразование не являлось всеобщим: на большей части изученной территории соответствующие отложения лежат согласно и представлены карбонатно-глинистыми породами.

Азимутальное несогласие в подошве понта Маяшской мульды отмечалось В. В. Вебером и закартировано нами. Трансгрессивный характер понтических отложений также не вызывает сомнений: нижний, а иногда и средний понт выпадают из разреза. Однако роль понтических движений в формировании складчатой структуры остается неясной. Н. И. Андрусов (1917), З. А. Мишунина (1934) и В. Е. Хаин (1950) указывали, что складкообразование в Северном Кобыстане завершилось в понтический век и что верхнепонтические известняки легли с глубоким размывом на сматые в складки меловые и третичные породы. Однако детальный анализ взаимоотношений понта с нижележащими более древними породами указывает на их тектонический контакт, представляющий собой поверхность скольжения. Очевидно, вопрос о масштабе и значении понтических движений следует решать на материале территорий, расположенных юго-западнее изученного нами района (Маразинское плато), где понтические отложения распространены более широко.

Наиболее значительные несогласия приурочены к подошве продуктивной свиты. Кроме базального несогласия, в продуктивной свите имеются внутрiformационные несогласия. Песчаники и конгломераты, образующие свиту в Центральном и Северном Кобыстане, плохо отсортированы и образовались в значительной мере при размыве близлежащих поднятий. Сугубо терригенный ха-

рактир отложений при значительной их мощности указывает на широкий масштаб поднятий.

Все это позволяет нам считать, что главный этап формирования складчатой структуры изученного района приходится именно на время отложений продуктивной свиты. В Северном Кобыстане он был и заключительным этапом: на горе Маяш продуктивная свита лежит практически горизонтально. В Центральном Кобыстане складкообразование продолжалось, там продуктивная свита и Акчагыльский ярус смяты в складки, которые срезаются горизонтально лежащими слоями апшеронского яруса.

### СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ МЕЛОВЫХ И ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПРЕРЫВИСТОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Азимутальное несоответствие складчатой структуры меловых и третичных отложений впервые было отмечено В. Е. Хаиным (1945) в Прикаспийско-Кубинской полосе.

А. Н. Шарданов, Б. В. Григорьянц и В. М. Мурадян (1955), обследовав Чаркишлакскую, Амбизлярскую и Вегверскую мульды, обратили внимание на следующее обстоятельство. Меловые отложения смяты в складки и выходят в линейных антиклиналях, а третичные выполняют брахисинклинали (мульды). Кроме того, авторы указывают, что на северных и южных бортах мульд третичные отложения ложатся на более древние горизонты мелового разреза, чем на восточных и западных. Из этих фактов авторы сделали вывод, что перестройка геотектонического плана заключалась в появлении и постепенном увеличении субмеридиональных погружений, пересекающих под некоторым углом прежнее субширотное (мезозойское) направление погружений и складчатости. Авторы предполагают, что причина перестройки — появление субмеридиональной впадины Каспия.

Выше отмечалось (см. гл. III), что указанные авторы допустили ряд ошибок в трактовке контактов: некоторые тектонические контакты были приняты ими за стратиграфические. Но это ни в коей мере не снижает справедливости общих закономерностей, отмеченных авторами, и общих выводов, сделанных ими. Действительно, складки, образовавшиеся в предпалеоценовое время (см. рис. 8), имеют субширотное простирание. В складках третичных пород, кроме субширотного, сильно сказывается новое, юго-восточное простирание. Более того, некоторые мульды третичных отложений образуют цепочки, вытянутые на юго-восток, как, например, Амбизлярская мульда и западная часть Западно-Кендинской синклинали, Чармимазарская, Кендинская и Маяшская мульды (см. приложение). Вдоль прогибов юго-восточного простирания, компенсируя их, располагаются поднятия такого же направления. Так, вторая из указанных двух цепочек обрамлена с запада Кублядаг-

ской системой антиклиналей, а с востока Агриджинской антиклиналью, имеющими юго-восточное простирание.

Поперечные элементы в структуре впервые проявляются в палеоцене: мощность сумгаитской свиты у сел. Чаркишлак оказывается гораздо больше, чем в остальной части Чаркишлакской синклинали. На карте мощностей майкопской свиты (см. рис. 15) четко выделяется зона пониженных мощностей юго-восточного простирания, соответствующая Западно-Апшеронскому антиклинорию. На карте мощностей диатомовой свиты (см. рис. 16) еще более четко вырисовываются структуры Апшеронского полуострова, имеющие поперечное простирание. Наиболее ярко юго-восточные направления проявляются в складчатой структуре плиоценовых отложений Апшеронской зоны.

Между линейными складками юго-восточного простирания Апшеронской зоны и линейными складками субширотного простирания центральной и западной частей изученной нами территории располагается участок развития прерывистых складок. На этом участке при движении на восток наблюдается постепенное увеличение роли юго-восточных простираний. Изложенный материал дает возможность понять происхождение прерывистых складок этого участка. В геологической литературе широко распространено мнение, что складкообразование начинается с формирования прерывистых складок, которые при дальнейшем развитии сливаются и образуют линейные складки.

В нашем случае соотношения обратные. Для меловых отложений характерны линейные складки субширотного простирания. Для третичных отложений, там, где их мощности достигают больших значений (Апшеронская зона), типичны линейные складки юго-восточного простирания. В переходной зоне в результате наложения юго-восточных простирания на субширотные развивается прерывистая складчатость. Здесь термин "переходная зона" имеет двоякий смысл. С одной стороны, это стратиграфический переход от меловых отложений к плиоценовым, т.е. комплекс отложений палеогена и миоцена. С другой стороны, это территориально переходная зона от Кобыстана, характеризующегося в основном широтными простираниями структур, к Апшерону, где простирания юго-восточные.

Таким образом, прерывистая складчатость является результатом наложения складчатости двух направлений. Эта мысль в общей форме впервые была высказана Б. В. Григорьянцем и В. Е. Хаиным (1958). Они справедливо отметили, что юго-восточные простирания связаны с формированием впадины Каспия. Действительно, такое направление имеет берег Каспия к северо-западу от Апшеронского полуострова.

В связи с этим отметим, что полоса погружений, названная нами Прикаспийской зоной (см. рис. 1), наложена на зону Центрального и Южного Кобыстана и тянется в северо-восточном направлении параллельно берегу моря. В складчатой структуре При-

каспийской зоны, кроме юго-восточных простираний, существенную роль играют северо-восточные простирания. В результате наложения этих двух взаимно перпендикулярных простираний образуются складки, имеющие сложные очертания в плане, в том числе кольцевые антиклинали, ограничивающие Бакинскую и Гюздекскую мульды. Северо-восточное простирание — третье направление складчатости в структуре Юго-Восточного Кавказа. Очевидно, оно связано с образованием впадины Южного Каспия.

## РОЛЬ ЯВЛЕНИЙ ДИАПИРИЗМА

Выше указывалось, что вопрос о значении явлений диапиризма в тектонике Юго-Восточного Кавказа, о природе гребневидных складок широко дискутировался в литературе.

Гребневидная складчатость характерна для тектоники изученного района, особенно для восточной его части. Узкие, обычно выдержанные по простиранию антиклинали разделяют широкие пологие синклинали. Внутреннее строение ядер гребневидных антиклиналей мы можем наблюдать в том случае, когда ядро сложено немонотонной толщей: породами юнусдагской, сумгаитской свит или нижнего отдела коунской свиты. Мы видим сложно дислоцированные породы, изобилующие разрывами и складками с многократным изменением мощностей отдельных слоев и пачек (см. рис. 27,30). Иногда породы перетерты до глинистой массы с включениями обломков жестких пород. Такие брекчии мы наблюдали в ядрах Юнусдагской, Шихандагской и Караджузлинской антиклиналей. Бурением были вскрыты ядра некоторых гребневидных антиклиналей на глубину 1,5 км. До этой глубины ядра имеют форму узких даек, вдавленных в более молодые породы.

Наличие разрывов, обрамляющих ядра, интенсивная дислоцированность в самих ядрах и их дайкообразная форма — все это свидетельствует о наличии типичного ядра протыкания у большинства гребневидных складок. Поэтому есть все основания отнести их к типу диапировых структур. В отличие от классических соляных диапиров, имеющих изометричные очертания, эти складки линейны, что, очевидно, связано с линейностью общей структуры.

Там, где черты диапиризма проявляются наиболее ярко, существует тенденция к нарушению линейности складок, к образованию вздутий. Такого типа вздутие можно видеть на горе Гевенку (Шихандагская антиклиналь), к юго-востоку от горы Юртандаг (Юртандагская антиклиналь) и сел. Набур (Караджузлинская антиклиналь). В последнем случае наблюдался даже переход от интенсивно дислоцированных пород ядра к древней сопочной брекчии и затем к современной сопочной брекчии.

Слабо нарушенные гребневидные складки, гребневидные складки с ядрами, ограниченными разрывами, вздутия с интенсивно перетертыми породами в ядре и грязевые вулканы образуют единый ге-

нетический ряд. Члены этого ряда различаются степенью развития явлений диапиризма. Впервые на это обратил внимание И. М. Губкин. Он писал: "И геологическое строение, и нефтеносность, и грязевой вулканизм суть функции одних и тех же причин, именно функции геологического строения, в частности функции особых форм тектоники — диапировых структур" (Губкин, 1950, стр. 466).

Вторая интересная особенность гребневидных складок заключается в том, что далеко не все свиты слагают ядра антиклиналей. В ядрах антиклиналей выходят преимущественно халчайская свита (баррем — нижний апт), юнусдагская свита (сантон — нижний кампан), нижний коун (нижний и средний эоцен) и майкопская свита (олигоцен — нижний миоцен). Халчайская свита слагает ядра антиклиналей Бабадагской ступени, юнусдагская — Юнусдагской полосы, нижняя подсвита коунской свиты выходит в ядрах антиклиналей Коунской полосы, а майкопская — Кырдагской полосы. В старой геологической литературе такие свиты назывались "некомпетентными", а менее пластичные свиты, слагающие синклинали, — "компетентными". Недостаток этой терминологии в том, что она исходит из конкретного механизма складкообразования — контракционного сжатия, при котором жесткие, "компетентные", слои передают нагрузку, а "некомпетентные" — пассивно приспосабливаются к их форме. Сомнительность такого механизма привела к тому, что эту терминологию перестали употреблять. К сожалению, новые термины не предложены, хотя для ряда районов устанавливалось разделение разреза на толщи, неравноправные в складкообразовании. Свиты, слагающие преимущественно ядра антиклиналей, мы в дальнейшем будем для краткости называть "антиклинальными", а остальные свиты, выходящие преимущественно в синклиналях, — "синклинальными".

Разделение разреза на антиклинальные и синклинальные свиты иллюстрируется графиком (рис. 36). Здесь по горизонтальной оси отложена мощность свит, а по вертикальной — общая длина выходов каждой свиты в ядрах гребневидных антиклиналей, деленная на мощность свиты. Если бы все свиты были равноправны в образовании гребневидных антиклиналей, то длина выходов свиты в ядрах была бы пропорциональной мощности свиты и график приближался бы к прямой линии, параллельной горизонтальной оси. Резкие максимумы графика над антиклинальными свитами показывают, что свиты далеко не равноправны в этом отношении.

По составу антиклинальные свиты отличаются от синклинальных глинистостью, по внутренней тектонике — чрезвычайной пластичностью, склонностью к образованию мелких складок, структур течения. Таким образом, процесс образования гребневидных складок связан с выжиманием пластичных свит в ядре антиклиналей. Пока мы не можем установить, было ли это выжимание пассивным или активным. Предпосылкой для такого выжимания является неоднородность разреза: наличие в нем более пластичных ("антиклинальных") и менее пластичных ("синклинальных") свит.

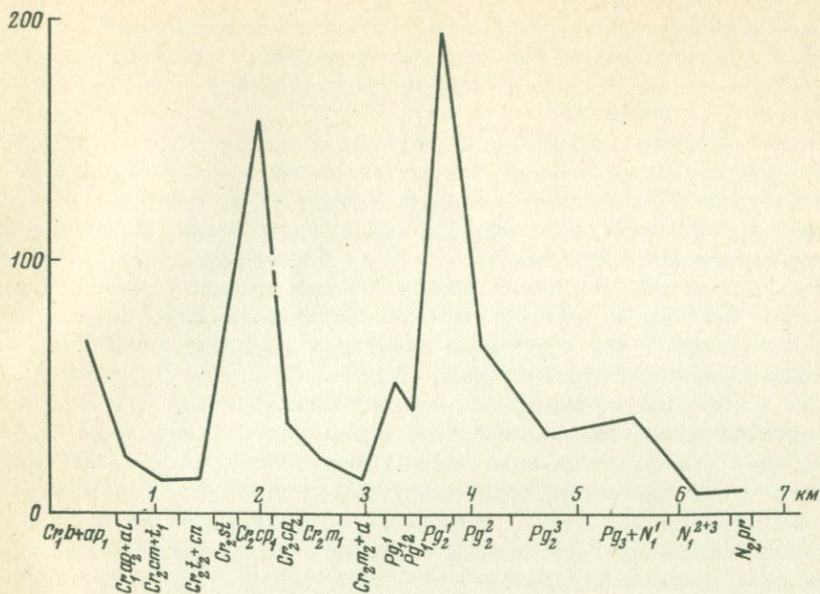


Рис. 36. Частота встречаемости пород разного возраста в ядрах антиклиналей

Объяснения в тексте

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТУПЕНИ

В гл. I были выделены тектонические ступени как единицы структурного районирования. С севера на юг это Бабадагская, Ковдагская ступень и зона Центрального и Южного Кобыстана. Последняя, возможно, состоит из нескольких ступеней. В Ковдагской ступени и зоне Центрального и Южного Кобыстана выделяются полосы, которые также являются тектоническими ступенями, но меньшего порядка и меньших размеров.

Ступени являются также основными элементами палеоструктуры. При переходе со ступени на соседнюю ступень обычно наблюдается резкое изменение мощностей отложений. Часто изменяются и фации (см. рис. 20). Формирование ступеней происходило в процессе осадконакопления, и ко времени отложения продуктивной свиты в восточной части района они находились примерно на том же относительном уровне, что и сейчас. Об этом свидетельствует тот факт, что верхний возрастной предел отложений, выходящих на дневную поверхность, примерно один и тот же во всех ступенях (в основном это диатомовая свита).

Складки, развитые на ступенях, располагаются обычно продольно, согласно с общим простираем структуры. Исключение составляет восточная граница Бабадагской и Ковдагской ступеней, которая простирается широтно и косо пересекается складками восток-юго-восточного направления. Это - Алаташская, Кемчин-

ская, Куркачидагская, Кабандагская и Шихандагская антиклинали. Гуздучайский разрыв, разделяющий ступени в западной части, затухает в долине Аджичая, и граница ступеней в восточной части становится нечеткой.

Остановимся подробнее на обосновании принятого нами и указанного на тектонической схеме положения границы ступеней. Проведена она по чисто формальному признаку: по наиболее южным выходам нижнемеловых пород в ядрах Алаташской, Кемчинской и Куркачидагской антиклиналей. Однако более внимательный анализ показывает, что эта линия действительно является границей ступеней. Во-первых, именно по этой линии протягивается Кемишдагский покров. А для покровов характерно развитие их в полосах наибольших структурных градиентов, на границах ступеней. Во-вторых, к этой линии приурочена сравнительно резкая ступень на карте гравитационных аномалий. По-видимому, ступень здесь располагается в глубоко расположенных более плотных породах, скорее всего в породах палеозойского фундамента. Таким образом, широтная граница ступеней, связанная со структурой глубоко погруженных отложений, как бы просвечивает через чехол меловых отложений, смятых в складки восток-юго-восточного простирания.

Со ступенчатостью строения тесно связана морфология складок. В западной части района, где относительное превышение ступеней достигает 3 км, широко развиты явления срыва отложений и покровной тектоники. Тектонические чешуи, большей частью аллохтонные, занимают значительную часть площади. При движении на восток вместе с выравниванием тектонических ступеней резко уменьшаются количество чешуй и покровов, а также амплитуда их горизонтального перемещения. Основной формой дислокаций становятся не чешуи, а гребневидные складки. Кроме того, со ступенчатостью структуры связано положение складок. Линейность структур, строго выдерживающаяся в западной части района, к востоку (вместе с нивелированием и погружением ступеней) исчезает. Наблюдается все большее развитие поперечных складок, которые в сочетании с продольными образуют прихотливо расположенные формы, как, например, в восточной части Ильхидагской полосы.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ

Вопрос о существовании тектонических покровов на Юго-Восточном Кавказе претерпел длительное развитие. Здесь отразились колебания во мнениях геологов о существовании покровов вообще, об их значении среди тектонических нарушений и происхождении.

Первые исследователи южного склона Юго-Восточного Кавказа (К.И.Богданович, В.В.Вебер, З.А.Мишунина) при мелкомасштабном картировании изображали обычные складки, секущиеся крутыми разрывами. Первое сообщение о покрове, названном Баскальским, было сделано Н.Б.Вассоевичем (1940а; Вассоевич, Хаин, 1940).

Построения Н. Б. Вассоевича были подвергнуты резкой критике со стороны А. И. Соловкина (1945), А. А. Сорского и И. В. Кирилловой (1954). Детальное исследование и картирование Баскальского нагорья было проведено И. А. Воскресенским (1958). Его данные полностью подтверждают представление о покровном строении этого района.

А. Н. Шарданов указывал на широкое распространение покровов на южном склоне. Наиболее крупный из них — Сардыханинский — был описан А. Н. Шардановым и М. Ф. Молчановым в 1954 г. А. М. Шурыгин (1958б), обследовав урочище Сардыхана, пришел к выводу об отсутствии покрова, выделенного А. Н. Шардановым.

Третий покров, описанный на Юго-Восточном Кавказе, — Астраханский — был вскрыт при картировочно-разведочном бурении в окрестностях сел. Астраханка М. Ф. Молчановым (Шарданов, Молчанов, 1954). Несколько позже была опубликована статья К. А. Исмаилова (1957), который критикует представления о покровном строении Астраханского района и предлагает новую интерпретацию данных бурения.

В результате наших работ было установлено, что явления покровной тектоники развиты в Кобыстане гораздо шире, чем это предполагалось ранее. Астраханский покров имеет сложное строение и распадается по крайней мере на две пластины: собственно Астраханскую и Арчманскую. Под названием Кемишдагского покрова описана сложная система аллохтонных чешуй, развитая на южных крыльях Кемчинской и Куркачидагской антиклиналей. Меньшие размеры имеют Шихлярский и Набурский покровы. Небольшие аллохтонные чешуи осложняют строение западной части Юртандагской антиклинали. Несомненно, существуют аллохтонные чешуи на северном крыле Алаташской антиклинали (Тударский покров). Вероятно, единую пластину образуют Исламдагская синклиналь и Котурдагская антиклиналь. Однако последних два случая мы исключим из дальнейшего рассмотрения, так как в строении Тударского покрова многое еще остается неясным, а Исламдагская пластина выделена на основании косвенных данных и является гипотетической. Все достоверно установленные покровы перемещались с севера на юг. Амплитуда перемещения варьирует от десятков метров (тыловая часть Кемишдагского покрова) до 8 км (Астраханский покров). Основная закономерность тектонической приуроченности покровов заключается в следующем. Покровы располагаются под уступами, разделяющими тектонические ступени, корни их находятся над уступом, на краю вышерасположенной ступени (Воскресенский и др., 1963).

Попытаемся выяснить механизм образования покровов. По этому поводу высказаны три различных мнения. Покровы считались: 1) ныряющими надвигами (классическая покровная теория); 2) громадными оползнями (Вассоевич, Хаин, 1940); 3) продуктом выдавливания толщ из "зоны рубцов" (А. Н. Шарданов).

Вряд ли пластины покровов перемещены ныряющим надвигом.

Гуздунайская антиклиналь осложнена разрывом лишь в западной части, да и там мы видим не пологий надвиг, а крутой взброс. Крутой взброс проходит также по южному крылу Алаташской антиклинали, отделяя Шихлярский покров от его корней. Поверхность скольжения Кемидшагского покрова в тыловой части не уходит вглубь, а, наоборот, выходит на поверхность, так что здесь ныряющий надвиг также немислим. Аналогичное строение имеют чешуи Юртадагской антиклинали. Предположение о ныряющем надвиге может оказаться справедливым лишь для Набурского покрова: он расположен к югу от Герадилыского надвига.

Также маловероятен вариант А. Н. Шарданова, так как здесь нет "зон рубцов", а если есть разрывы, то никакие механические условия не могли привести к выдавливанию из них таких пластин, как Астраханская. Вариант выдавливания неприменим также к Кемидшагскому покрову и Юртадагским чешуям: в аллохтоне полностью повторяется строение автохтона и амплитуда смещения незначительна. Шихлярский покров сложен более молодыми породами, чем выходящие к северу от него. Молодые породы никак не могли выдавиться из-под древних.

Нам остается вслед за Н. Б. Вассоевичем (1940а) сказать, что единственным возможным объяснением всех структурных особенностей наших покровов является допущение их оползания под влиянием собственного веса.

Для небольших пластин, наблюдавшихся к северу-западу от Астраханского покрова на водоразделе Козлучая и Пирсагата, это очевидно. Эти пластины имеют такие же размеры и такое же строение, как четвертичные оползни первого типа (см. гл. III). Различие заключается лишь в том, что четвертичные оползни располагаются в долинах (молодые) и на склонах (древние), а покровы — на водоразделах. Эти различия обусловлены, очевидно, более древним возрастом покровов. При их образовании к северу от современного водораздела возвышался крупный Гуздунайский уступ, и современные мелкие покровы являются останцами пород, сползших с уступа. Конечно, наблюдаемые нами покровы по количеству и объему масс составляют лишь незначительную часть существовавших ранее оползней. В основной массе они были разрушены эрозией и сохранились лишь на водоразделе.

Крупные покровы имеют много общего с оползнями и во внутреннем строении. Во-первых, породы пластин дислоцированы гораздо более интенсивно, чем породы в автохтонном залегании. Породы свиты кемчи в Астраханском и Кемидшагском покровах перетерты так, что только на отдельных участках можно наблюдать ненарушенные слои известняков, да и то их залегание чрезвычайно невыдержанно. Такой же облик имеет ильхидагская свита Набурского покрова. Юнусдагская и агбурунская свиты во фронтальной части Кемидшагского покрова и в подошве Тударского покрова дислоцированы так, что с трудом определяется принадлежность пород к той или иной свите. Во-вторых, для покровов и

оползней характерны пережимы и раздувы мощностей наиболее пластичных свит (чаще всего красных глин верхнего апта и альба, сантона и палеоцена).

Амплитуда перемещения оползней достигает 3–4 км. Амплитуда перемещения покровов оказывается величиной того же порядка. Углы наклона поверхности, по которой скользили оползни, составляют  $6-10^{\circ}$ . Для Астраханского и Шихлярского покровов они несколько меньше, около  $6^{\circ}$ . Для остальных покровов определить наклон поверхности скольжения затруднительно, так как она сильно покороблена последующими движениями, а амплитуда смещения незначительна. Примеры гравитационного скольжения при еще меньших углах ( $3-5^{\circ}$ ) приводятся Л. У. Ситтером (1960) для покровов Монтаны и Алжира.

В то же время покровы резко отличаются от оползней прежде всего размерами. Размеры оползней, развитых в Северо-Западном Кобыстане, не превышают 1–2 км<sup>2</sup>, а площади Астраханского и Куркачидагского покровов достигают 60–70 км<sup>2</sup>. Также резко различаются оползни и покровы по мощности пластин: для оползней она составляет десятки метров, а для Астраханского покрова превышает километр. Эти цифры характеризуют современные размеры покровов (т.е. после денудации). Первичные размеры покровов были еще более внушительными. Так, при образовании Кемидшагского покрова выше нижнемеловых отложений в его сводовой части находилась, вероятно, толща верхнемеловых и третичных отложений, мощность которых превышала 1–2 км. Следовательно, Куркачидагский покров, так же как и Астраханский, скользил на юг по поверхности, расположенной на значительной глубине (около 2 км). Скольжение покровов происходило в то время, когда расчлененность рельефа была значительно меньшей. Поэтому крупные покровы – это не оползни, а пластины, перемещенные по глубоко расположенным поверхностям срыва. Их движение определялось не уклоном рельефа, а общим структурным уклоном на юг.

Объем скользивших на юг пород не ограничивался отдельными чешуями. Так, перед Астраханским покровом располагается серия аллохтонных чешуй. Их поверхности скольжения вместе с подошвой Астраханского покрова образуют единую сложно построенную поверхность, погружающуюся на юг (см. приложение, профили I–IV). Такую же единую поверхность образуют отдельные чешуи Кемидшагского покрова (см. приложение, профиль IX).

Попытаемся установить возраст покровов. Нижний его предел для Астраханского покрова будет послемайкопским, так как структуры майкопских глин имеют следы давления покрова. Для Кемидшагского и Набурского покровов таким же образом устанавливается их послемеловый возраст. В строении Шихлярского покрова принимают участие понтические отложения, так что здесь нижний возрастной предел еще моложе. Верхняя возрастная граница Астраханского и Шихлярского покровов определяется тем,

что покровы секутся Астраханской поверхностью выравнивания, имеющей ранне- и среднеапшеронский возраст (Лилиенберг, 1958).

Возраст покровов можно уточнить, учитывая следующее. Слой Астраханского покрова, поверхность скольжения и подстилающие отложения смяты в целом согласно. Это хорошо видно там, где бурением вскрыты структуры покрова и подстилающих отложений (см. приложение, профиль II). Та же закономерность выявляется при изучении восточного замыкания покрова Мокрой балки: наиболее прогнутая часть пластины соответствует синклинали в подстилающих отложениях. Согласною моноклинали, погружающуюся на юго-восток, образуют западное окончание Астраханского покрова и Арчманский покров: пластина легла на слабо дислоцированные отложения и затем была смята в более крутые складки. Таким образом, покров оказывается разновозрастным со складчатостью.

К такому же выводу приходим мы, анализируя строение Кемшидагского покрова. Поверхность его скольжения сечет своды Кемчинской и Куркачидагской антиклиналей. В то же время эта поверхность выгнута над автохтонным сводом Кемчинской антиклинали: покров образовался после возникновения антиклиналей, но рост антиклиналей продолжался и после сползания покрова. Следовательно, и в этом случае покров оказывается разновозрастным со складчатостью.

Если основное складкообразование Бабадагской и Ковдагской ступеней мы относим к веку продуктивной толщи, то и образование покровов следует отнести к этому же времени.

## ЯВЛЕНИЯ ОТСЛАИВАНИЯ И ДИСГАРМОНИИ СКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСОВ

Анализ складчатой структуры приводит нас к выводу о существенном изменении структуры с глубиной, о дисгармонии в строении складчатых комплексов. В западной части района это очевидно. Здесь на поверхности лежит серия аллохтонных чешуй, строение которых, естественно, не соответствует строению подстилающих отложений.

По восточной части района к такому же выводу нас приводят два существенных обстоятельства. Первое заключается в том, что ядра гребневидных антиклиналей имеют почти параллельные крылья, так что в целом ядро имеет дайкообразную форму. Такая форма ядер прослежена скважинами до глубины 1,5 км (см. рис. 26,32). Изоκлиальная складка не может повториться в нижележащих отложениях; если там и есть антиκлиаль, то амплитуда ее должна быть значительно меньше. Именно такое строение имеет Кабандагская антиκлиаль: под породами юнусдагской свиты, смятыми в острую антиκлиаль, скважины вскрыли пологий свод, сложенный свитой кемчи.

Хорошо разбуренные гребневидные складки Грозненского района обнаруживают ту же закономерность (Крылов, 1960; А.С. Гончаренко, Э.А. Гончаренко, 1964; Талаев, 1964). Еще более ярко она проявляется в гребневидных антиклиналях Юго-Западного Ирана (Агабеков, 1963). Во всех случаях между пологим сводом нижних карбонатных слоев и острым гребнем верхних находится пластичная глинистая толща: майкопская свита в Терском антиклинории и нижний фарс в Юго-Западном Иране. По глинистой толще произошло отслаивание, благодаря которому выше- и нижележащая толщи смялись по-разному.

В Кобыстане отслаивание происходило по толще баррема в Бабадагской ступени, по юусдагской свите в Юусдагской полосе, по палеоцену и нижнему эоцену в Коунской полосе, по майкопской свите в Кырдагской полосе.

О дисгармонии складчатых комплексов свидетельствует также зависимость расстояния между осями складок от возраста слагающих пород. Если в ядрах антиклиналей выходит баррем, то расстояния между осями составляют 7-10 км, если юусдагская свита - 4-5 км, если палеоцен и нижний коун - 3-4 км, если майкопская свита - 2-3 км.

Такая закономерность может быть вызвана двумя причинами. Во-первых, она может отражать свойство самой "антиклинальной" толщи образовывать складки именно такого размера. Во-вторых, тем, что размеры складки зависят от мощности "синклинальной" серии - серии пород, перекрывающих пластичную "антиклинальную" свиту. В обоих случаях должна существовать независимость, автономность толщ при смятии в складки всего осадочного комплекса, т.е. дисгармония складчатых комплексов. Отслаивание происходит по пластичной "антиклинальной" свите, которая выходит в ядрах антиклиналей на поверхности, и какова складчатая структура ниже этой свиты, мы не знаем. Может быть, наиболее крупные складки являются сквозными и проходят через несколько комплексов.

При дальнейшем отслаивании возможны срыв складчатого комплекса и перемещение его по структурному уклону (на юг). Именно такую картину мы видим в западной части района, где смятый комплекс был сорван по пластичной юусдагской свите и при движении на юг образовал серию аллохтонных чешуй, завершающуюся Астраханскими покровами. Примером такого же типа срыва является Кемийшдагский покров. Поверхностью отслаивания здесь также является юусдагская свита Кендинской и Вегверской синклиналей, севернее она подрезает более древние отложения Кемчинской и Куркачидагской антиклиналей. Интересно отметить, что здесь существуют тоже две поверхности отслаивания: юусдагская свита, по которой произошел срыв покрова, и толща баррема, по которой отслоилась толща, смятая в крупные гребневидные складки.

Особого внимания заслуживают результаты скольжения, наблю-

давшиеся нами между понтическими и более древними третичными отложениями, с одной стороны, и меловыми отложениями — с другой. В Хильмилинской и Алаташской пластинах происходило скольжение, но мы не знаем его масштабов. Признаки попластового скольжения мы можем фиксировать лишь в условиях хорошей обнаженности, так что, возможно, явления отслаивания и срыва распространены гораздо шире, чем обычно предполагается.

Отслаивание в осадочной толще может происходить и на значительных глубинах. Анализ фаций показывает, что в дании, палеоцене и эоцене существовали четыре фациальные зоны (с севера на юг): Чаркишлакская, Амбизлярская, Юртандагская и Коунская. Зоны разделялись поднятиями (кордильерами). Две первые зоны соответствуют современной Бабадагской ступени, а разделяющее их поднятие — Куркачидагской антиклинали. Юртандагская зона соответствует Ковдагской ступени, а Коунская — Коунской полосе зоны Центрального и Южного Кобыстана. Исключение составляет восточная часть границы Амбизлярской и Юртандагской зон, которая от Алаташской антиклинали протягивается на восток-юго-восток по Шихандагской и Агбурунской антиклиналям. На этом участке граница фациальных зон тянется по простиранию складок, косо пересекающих Ковдагскую ступень. Здесь на широтную границу Бабадагской и Ковдагской ступеней наложены складки, простирающиеся на восток-юго-восток, и граница ступеней как бы просвечивает через них.

Учитывая соответствие ступеней и фациальных зон, строго соблюдающееся на всем Юго-Восточном Кавказе (Шурыгин, 1962), мы приходим к выводу, что в данном случае имело место, по-видимому, соскальзывание отложений Бабадагской ступени на юг, на Ковдагскую ступень. Амплитуда горизонтального смещения достигает 5 км.

## К ВОПРОСУ О НАПРАВЛЕНИИ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

В Северном и Центральном Кобыстане до сих пор проводилось лишь картировочно-структурное бурение. Большинство скважин было заложено на антиклиналях. Результаты бурения подтвердили представления о диапировом характере антиклиналей, высказанные И. М. Губкиным и М. Ф. Мирчинком. Во многих скважинах, особенно на Астраханской площади и в Центральном Кобыстане, были отмечены нефте- и газопроявления, но промышленных притоков получено не было. Стратиграфическая и структурная приуроченность этих проявлений осталась невыясненной.

Долгое время перспективность мезозойских отложений связывалась с горизонтом юлолюлинских песчаников. Однако бурение на северном склоне Юго-Восточного Кавказа и в Прикаспийском районе показало необоснованность надежд на этот горизонт: он

обладает плохими коллекторскими свойствами. В целом дальнейшее направление поисковых работ на мезозойскую нефть представляется весьма сложным.

В настоящей работе вопросы нефтеносности не рассматривались. Но некоторые выводы из анализа строения и развития Северного и Центрального Кобыстана могут оказаться полезными для направления дальнейших поисков.

Картировочно-структурное бурение на глубины порядка 500 м на обнаженных участках в дальнейшем нецелесообразно, так как детальное картирование, проведенное нами, дает возможность уверенно прогнозировать структуру на эту глубину.

В Центральном Кобыстане некоторые участки сплошь закрыты четвертичными отложениями, и структура этих участков до сих пор остается неясной. Здесь в целях картирования коренных отложений необходимо провести бурение на небольшую глубину (десятки метров).

Для выяснения фаций и нефтеносности мезозойских отложений целесообразно заложить небольшое количество опорных скважин на глубину 2,5–3,5 км. При проектировании скважин нужно учитывать следующее.

1. Количество терригенного материала в кампан-палеоценовых отложениях Северного Кобыстана заметно увеличивается к югу. Первичная зона размыва этого времени располагалась где-то в пределах Южного Кобыстана. Поэтому в Центральном и Южном Кобыстане эти отложения могут находиться в прибрежных фациях и иметь хорошие коллекторские свойства. Отметим, что именно в Центральном Кобыстане нефтепроявления наиболее многочисленны.

2. Сиазанское месторождение нефти связано с длительно развивавшимся Сиазанским разрывом, разделяющим Конагкендскую и Курсарскую ступени. Разрывами такого же типа являются Гермианский, Гуздучайский и Герадильский, разделяющие Конагкендскую, Бабадагскую, Ковдагскую ступени и зону Центрального и Южного Кобыстана. Меньшее структурное значение имеют разрывы, разделяющие выделенные нами тектонические полосы: Эшшахелинский и Бурансызский.

3. В основании гребневидных складок, по механизму образования близких к диапировым структурам, следует ожидать резкого уменьшения амплитуды складок, как, например, в Кабандагской антиклинали при переходе от юнусадагской свиты к свите кемчи. Возможно, многие гребневидные антиклинали являются бескорневыми.

4. В Северном Кобыстане широко развиты явления срыва верхней части осадочного комплекса, сопровождающиеся образованием тектонических покровов, мелких складок и чешуй. В отдельных случаях это обстоятельство способствует прогнозу структуры на глубину. Так, Куркачидагская и Кемчинская антиклинали на глубине должны иметь гораздо более простое строение, чем на поверхности. В Север-Западном Кобыстане это обстоятельство чрезвы-

чайно затрудняет прогноз структуры на глубину: это область почти сплошного развития аллохтонных чешуй.

5. Большое или меньшее смещение верхней части осадочного комплекса на юг относительно нижней части характерно для большинства изученных структур. На глубине возможно либо смещение сводов антиклиналей, либо отслаивание и срыв верхней части складок относительно нижней.

Анализ структурных и литофациальных данных по Северному и Центральному Кобыстану позволяет сделать вывод о перспективности поисково-разведочных работ на нефть и газ в верхнемеловых отложениях Центрального и Южного Кобыстана. В Центральном Кобыстане наиболее интересной в этом отношении представляется полоса, примыкающая к Бурансызскому разрыву.

А г а б е к о в М.Г. 1963. Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. Баку, Азгосиздат.

А г а л а р о в а Д.А. 1940. Фораминиферы коунской свиты и верхнего отдела сумгаитской свиты Агбурунской синклинали. — Труды Азерб. Индустр. ин-та им. Азизбекова, геол. сб., 1/24.

А л и е в А.Г., А х в е р д и е в Н.Г. 1963. О так называемом Герадильском надыге в Северном Кобыстане. — Изв. АН АзССР, серия геол.-геогр. наук и нефти, № 4.

А л и е в А.Г., Д а и д б е к о в а Э.А. 1955. Осадочные породы Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат.

А л и з а д е А.А. 1945. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность. Баку, Азнефтеиздат.

А л и з а д е К.А. 1940. Материалы к параллелизации понтических отложений Восточного Азербайджана. Сб. статей молодых ученых к 20-летию АзССР. Баку.

А н д р у с о в Н.И. О геологических исследованиях, произведенных летом 1896 г. в Бакинской губернии и на восточном берегу Каспия. — Труды СПб. об-ва естествоиспыт., отд. геол. и мин., т. 28, вып. 1.

А н д р у с о в Н.И. 1917. Понтический ярус. — В кн. "Геология России", т. IV, ч. 2, вып. 2.

А ф а н а с ь е в С.Л. 1960. К методике корреляции флишевых отложений. — Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 1.

Б а р б о т д е М а р н и Н., С и м о н о в и ч Г. 1891. Геологическое исследование Бинагадинского нефтеносного района Апшеронского полуострова. — Мат-лы для геол. Кавказа, серия 2, кн. 5.

Б е л о у с о в В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. — Труды ЦНИГРИ, ч. I, вып. 108, 1938; ч. II, вып. 121, 1939; ч. III, вып. 126, 1940.

Б о г д а н о в и ч К.И. 1906. Система Дибрара в Юго-Восточном Кавказе. — Труды Геол. ком., новая серия, вып. 26.

Б о г д а н о в и ч К.И., Г у б к и н И.М., П р о к о в о в К.Л., Ч а р н о ц к и й С.И. 1912. Отчет о деятельности Геологического комитета за 1911 г. — Изв. Геол. ком., т. 31.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1931. Сопоставление осадочных образований Кабристана и Кахетии. – Азерб. нефт. хоз-во, № 11-12.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1932. Сопоставление верхнемеловых и палеогеновых отложений Кахетии, Кабристана и северо-западной оконечности Кавказского хребта. – Изв. ВГРО, т. I, вып. 51.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1938. О присутствии альбских отложений в Северо-Восточном Азербайджане. – Докл. АН СССР, новая серия, т. 21, № 8.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1940а. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. – Зап. Всерос. мин. об-ва, ч. 69, № 2-3.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1940б. Новые данные по стратиграфии мезозоя Юго-Восточного Кавказа. – Сов. геол., № 10.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1940в. Новые данные по стратиграфии флишевых отложений Дибраро-Чиатурской зоны в Восточном Закавказье. – Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1941. Проблема мезозойской нефти в Азербайджане. Л.-М., Гостоптехиздат.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1947. Об аналогах ананурской свиты (нижний турон) в юго-восточной части Кавказа. – Докл. АН СССР, т. 3, № 4.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1948. Флиш и методика его изучения. Л.-М., Гостоптехиздат.

В а с с о е в и ч Н.Б. 1951. Условия образования флиша. Л.-М., Гостоптехиздат.

В а с с о е в и ч Н.Б., Х а и н В.Е. 1940. Явления покровной тектоники в Лагичских горах. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1

В е б е р В.В. 1928. Находка скелета ископаемого китообразного в майкопской свите Кабристана. – Вестн. Геол. ком., № 9-10.

В е б е р В.В. 1935. Геологическая карта Кабристана. Планшет П-3 (Боян-ата). – Труды НГРИ, серия А, вып. 62.

В е б е р В.В. 1939. Проблема нефтеносности палеогеновых и миоценовых слоев Кабристана. – Труды НГРИ, серия А, вып. 110.

В е к и л о в В.Г. 1962. Понтический ярус Восточного Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР.

В и х е р т А.В., Л е б е д е в а Н.Б., Б а ш и л о в В.И. 1966. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М., "Недра".

В о с к р е с е н с к и й И.А. 1958. О Баскальском покрове на Юго-Восточном Кавказе. – Сов. геол., № 7.

В о с к р е с е н с к и й И.А., Х а и н В.Е., Ш у р ы г и н А.М. 1963. Тектонические покровы на Юго-Восточном Кавказе и условия их образования. – Вестн. МГУ, № 4.

Г л е с с н е р М.А. 1939. Материалы к микропалеонтологии и стратиграфии районов развития Кавказских грязевых вулканов. – В сб. "Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции". М., Изд-во АН СССР.

Г о л у б я т н и к о в Д.В. 1904. Главнейшие результаты геологических работ, произведенных на Апшеронском полуострове в 1903 г. - Изв. Геол. ком., т. 23.

Г о л у б я т н и к о в Д.В. 1914. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат. - Труды Геол. ком., новая серия, вып. 106.

Г о л у б я т н и к о в Д.В. 1925. Продуктивная толща Апшеронского полуострова. - Азерб. нефт. хоз-во, № 8-9.

Г о н ч а р е н к о А.С., Г о н ч а р е н к о Э.А. 1964. О некоторых явлениях, связанных с развитием диапировых структур в Чечено-Ингушской АССР. - Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, № 12.

Г о р и н В.А. 1946. К вопросу о дисгармоничной складчатости, диапировых явлениях и грязевом вулканизме. - Изв. АН АзССР, № 2.

Г р и г о р ь я н ц Б.В. 1955. Палеоген-миоценовый структурный план Апшеронской области. - Докл. АН АзССР, т. XI, № 10.

Г р и г о р ь я н ц Б.В. 1962. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку, Изд-во АзССР.

Г р и г о р ь я н ц Б.В., Х а и н В.Е. 1958. Напряженная складчатость в геосинклинальных областях и некоторые условия ее образования. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 12.

Г р о с с г е й м В.А., Х а и н В.Е. 1963. Стратиграфия меловых отложений флишевой зоны Большого Кавказа. - Труды ВНИГРИ, вып. 220, сб. 8.

Г у б к и н И.М. 1914. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова (Сумгаитский планшет). - Изв. Геол. ком., т. 33.

Г у б к и н И.М. 1915. Геологические исследования в западной части Апшеронского полуострова. Листы Учтапинский и Коунский. - Изв. Геол. ком., т. 34.

Г у б к и н И.М. 1916. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова. Лист Перекишкюльский. - Изв. Геол. ком., т. 35.

Г у б к и н И.М. 1934. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Л., Горногеол. нефт. изд-во.

Г у б к и н И.М. 1950. Избранные сочинения, т. I. М., Изд-во АН СССР.

Д а н и л ь ч е н к о П.Г. 1960. Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа. - Труды ПИН АН СССР, т. XXIII.

Д ж а ф а р о в Д.И., А г а л а р о в а Д.А., Х а л и л о в Д.М. 1951. Справочник по микрофауне меловых отложений Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат.

Д ж а ф а р о в а Д.Д. 1963. Об ископаемых рыбах Шемахинского района. - Изв. АН АзССР, серия геол.-геогр. наук, № 3.

Д ж а ф а р о в а Д.Д. 1964. Clupeidae and Dadidae из майкопских отложений Шемахинского района. - Изв. АН АзССР, серия геол.-геогр. наук и нефти, № 4.

Ж и ж ч е н к о Б.П. 1940. Нижний миоцен. Средний миоцен. - В кн. "Стратиграфия СССР", т. XII. М., Изд-во АН СССР.

И с м а и л о в К.А. 1957. Тектоника полосы развития меловых отложений междуречья Пирсагата и Чикилчая (Юго-Восточный Кавказ) в свете новейших исследований. - Изв. АН АзССР, № 1.

К о р о б к о в И.А. 1934. Материалы к изучению палеогеновой фауны Северного Кавказа. - Труды ЦНИГРИ, ч. III.

К р е с т н и к о в В.Н., Р о б и н с о н В.Н. 1955. К вопросу о палеозое Северной Кахетии. - Докл. АН СССР, т. 105, № 5.

К р ы л о в В.П. 1960. О некоторых особенностях структурного соотношения третичных и мезозойских отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области. - Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, № 11.

Л и л и е н б е р г Д.А. 1958. Поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. - Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 74.

М и л а н о в с к и й Е.Е., Х а и н В.Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ.

М и р ч и н к М.Ф. 1931. Стратиграфические соотношения палеогеновых и меловых свит на Юго-Восточном Кавказе. - Азерб. нефт. хоз-во, № 2-3.

М и р ч и н к М.Ф. 1932. Геологические исследования в юго-западной части планшета 1-3 (Кемиш-даг) Кабристанских пастбищ. - Труды НГРИ, серия Б, вып. 21.

М и р ч и н к М.Ф. 1935. Тектонические проблемы Юго-Восточного Кавказа. - Труды Азерб. нефт. геол.-разв. треста, вып. 11.

М и ш у н и н а З.А. 1932. К стратиграфии меловых отложений Северного Кабристана. - Труды НГРИ, серия Б, вып. 14.

М и ш у н и н а З.А. 1934. Геологические исследования в Северо-Западном Кабристане. Планшет 1-1 и 1-2. - Труды НГРИ, серия Б, вып. 49.

М и ш у н и н а З.А. 1935. Белемниты мелового флиша Юго-Восточного Кавказа. - Труды НГРИ, серия Б, вып. 14.

М и ш у н и н а З.А. 1953. О формировании асимметричных тектонических структур. - Труды ВНИГРИ, геол. сб., т. 2 (5).

П а в л о в А.П. 1903. Оползни Симбирского и Саратовского Поволжья. - В сб. "Материалы к познанию геологического строения", вып. II. Изд-во МОИП.

П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР.

П о т а п о в И.И. 1954. Апшеронская нефтеносная область. Баку, Изд-во АН АзССР.

Р е н г а р т е н В.П. 1941. Тектоника Большого Кавказа. Общий обзор тектоники Закавказья. - В кн. "Геология СССР, т. X. Закавказье, ч. I. Геологическое описание". М., Изд-во АН СССР.

Сеидов А.Г. 1962. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования отложений майкопской свиты Азербайджана (О детальном исследовании глин). Баку, Изд-во АН АзССР.

Ситтер Л.У. де. 1960. Структурная геология. М., ИЛ.

Соловкин А.И. 1945. О Баскальском покрове и фациально-тектоническом районировании. - Изв. АН АзССР, № 7.

Сорский А.А., Кириллова И.В. 1954. Некоторые данные по тектонике Юго-Восточного Кавказа. - Сов. геол., № 41.

Талаев В.Д. 1964. Перспективы нефтегазоносности верхнемеловых отложений восточной части Терского антиклинория. - Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, № 2.

Тетяев М.М. 1938. Геотектоника СССР. ГОНТИ.

Федоров С.Ф. 1939. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм. - В сб. "Результаты исследований грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции". М., Изд-во АН СССР.

Хайн В.Е. 1937. Опыт сопоставления меловых отложений южного склона Большого Кавказа. М. - Баку, АЗОНТИ.

Хайн В.Е. 1945. К вопросу о строении зоны контакта меловых и третичных образований Прикаспийско-Кубинской нефтеносной полосы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Хайн В.Е. 1946. Геологическое строение и история развития нефтеносной области Юго-Восточного Кавказа. - Автореф. докт. дисс. Баку.

Хайн В.Е. 1947. Разрез и фации мезозоя Юго-Восточного Кавказа по данным новейших исследований. - Труды Ин-та геол. АН АзССР, т. XIII.

Хайн В.Е. 1948. О генетической природе антиклинальных складок Юго-Восточного Кавказа. - Азерб. нефт. хоз-во, № 3.

Хайн В.Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат.

Хайн В.Е. 1952. Тектоническое строение Азербайджана. - Труды Конф. по вопр. регион. геол. Закавказья (ноябрь 1951 г.). Баку, Изд-во АН АзССР.

Хайн В.Е., Ахмедбейли Ф.С. 1957. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория. - В сб. "Материалы по геологии Северо-Западного Азербайджана". Баку, Изд-во АН АзССР.

Хайн В.Е., Горшенин Т.А., Жабреву И.П., Мурадян В.М., Шарданов А.Н. 1952. Новые данные о внутримеловых перерывах и несогласиях на Юго-Восточном Кавказе. - Изв. АН АзССР, № 12.

Хайн В.Е., Шарданов А.Н. 1954. Северо-Кобьстанский район и прилегающая часть южного склона Большого Кавказа. - В кн. "Геология Азербайджана, т. IV. Месторождения нефти и газа". Баку, Изд-во АН АзССР.

Халилов Д.М. 1949. Стратиграфия и фораминиферы мелевых отложений Северо-Восточного Азербайджана. - Изв. АН АзССР, № 11.

Халилов Д.М. 1962. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР.

Халилов А.Г. 1964. Палеонтологическое обоснование выделения готеривских и барремских отложений на юго-восточном окончании Большого Кавказа. - Изв. АН АзССР, серия геол.-геогр. наук и нефти, № 3.

Шарданов А.Н. 1953. К вопросу о явлениях покровной тектоники на Юго-Восточном Кавказе. - Докл. АН АзССР, т. IX, № 8.

Шарданов А.Н., Григорьянц Б.В., Мурадян В.М. 1955. Новые данные о внутрипалеогеновых перерывах и несогласиях на Юго-Восточном Кавказе. - Изв. АН АзССР, № 9.

Шарданов А.Н., Молчанов М.Ф. 1954. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе. - Изв. АН АзССР, № 11.

Шатский Н.С. 1925. О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе. - Бюлл. МОИП, новая серия, т. 33. Отд. геол., вып. 3-4.

Шатский Н.С. 1928. О фациях и нефтегазоносности майкопских отложений юго-восточного окончания Кавказа. - Нефт. хоз-во, т. 15, № 8.

Шатский Н.С. 1951. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Шатский Н.С., Вебер В.В. 1931. Миоцен юго-восточного окончания Кавказа. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. IX, вып. 3-4.

Шатский Н.С., Меннер В.В. 1927. О стратиграфии палеогена Восточного Кавказа. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. V, вып. 1.

Шурыгин А.М. 1958а. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. Ст. первая. - Сов. геол., № 3.

Шурыгин А.М. 1958б. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. Ст. вторая. - Сов. геол., № 8.

Шурыгин А.М. 1962. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М., Изд-во АН СССР.

Шурыгин А.М. 1967. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе. - Геотектоника, № 6.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	3
Г л а в а I. Основные элементы структуры юго-восточного погружения Кавказа . . . . .	6
Г л а в а II. Методика работ . . . . .	10
Изучение стратиграфии . . . . .	10
Изучение тектоники . . . . .	11
Г л а в а III. Стратиграфия и история тектонического развития . . . . .	13
Нижний мел . . . . .	14
Баррем и нижний апт. Халчайская свита . . . . .	14
Верхний апт и альб. Ханагинская, алтыгачская и кюлюлинская свиты . . . . .	15
Верхний мел . . . . .	17
Сеноман и нижний турон. Кемишдагская свита . . . . .	17
Верхний турон и коньяк. Свита кемчи . . . . .	17
Сантон - нижний кампан. Юнусдагская свита . . . . .	18
Нижняя подсвита (сантон) . . . . .	19
Верхняя подсвита (нижний кампан) . . . . .	19
Верхний кампан - нижний маастрихт. Агбурунская свита . . . . .	22
Нижняя подсвита (верхний кампан) . . . . .	23
Верхняя подсвита (нижний маастрихт) . . . . .	27
Нижний маастрихт и даний. Ильхидагская свита . . . . .	31
Нижняя подсвита (верхний маастрихт) . . . . .	32
Средняя подсвита (нижний даний) . . . . .	34
Верхняя подсвита (верхний даний) . . . . .	34
Предпалеоценовое складкообразование . . . . .	39
Палеоген и неоген . . . . .	43
Палеоцен. Сумгаитская свита . . . . .	43
Нижняя подсвита (нижний палеоцен) . . . . .	43
Верхняя подсвита (верхний палеоцен) . . . . .	50
Эоцен. Коунская свита . . . . .	52
Нижняя подсвита (нижний и средний эоцен) . . . . .	52
Средняя подсвита (нижняя половина верхнего эоцена) . . . . .	56
Верхняя подсвита (верхняя половина верхнего эоцена) . . . . .	59
Олигоцен и нижний миоцен. Майкопская свита . . . . .	63
Средний и верхний миоцен. Диатомовая свита . . . . .	71
Нижний плиоцен. Понтический ярус . . . . .	77
Средний плиоцен. Продуктивная свита . . . . .	85
Верхний плиоцен . . . . .	87
Акчагыльский ярус . . . . .	87
Апшеронский ярус . . . . .	88
Оползневые процессы . . . . .	88
Закономерности развития структуры . . . . .	91
Г л а в а IV. Тектоника . . . . .	98
Бабадагская ступень . . . . .	99
Ковдагская ступень . . . . .	104

Западная часть Ковдагской ступени . . . . .	105
Полоса покровов . . . . .	105
Полоса северного обрамления покровов . . . . .	106
Полоса аллохтонных чешуй . . . . .	109
Полоса автохтонных чешуй . . . . .	111
Восточная часть Ковдагской ступени . . . . .	113
Юнусдагская полоса . . . . .	113
Ильхидагская полоса . . . . .	119
Зона Центрального и Южного Кобыстана . . . . .	125
Коунская полоса . . . . .	125
Бурансызская полоса . . . . .	132
Кырдагская полоса . . . . .	135
<b>Г л а в а V. Некоторые вопросы формирования и</b>	
<b>соотношения меловых и третичных структур . . . . .</b>	<b>137</b>
Возраст складчатости и длительность складкообразования	137
Соотношения структурных планов меловых и третичных	
отложений и происхождение прерывистой складчатости . .	139
Роль явлений диапиризма . . . . .	141
Тектонические ступени . . . . .	143
Тектонические покровы . . . . .	144
Явления отслаивания и дисгармонии складчатых	
комплексов . . . . .	148
К вопросу о направлении поисково-разведочных работ . .	150
Литература . . . . .	153

## П Р И Л О Ж Е Н И Е

### Геологическая карта Северного и Центрального Кобыстана

Мирчинк Михаил Федорович  
Шурьгин Александр Михайлович

Формирование структуры третичных и меловых  
отложений юго-восточного погружения Кавказа

Утверждено к печати  
Институтом геологии и разработки горючих ископаемых

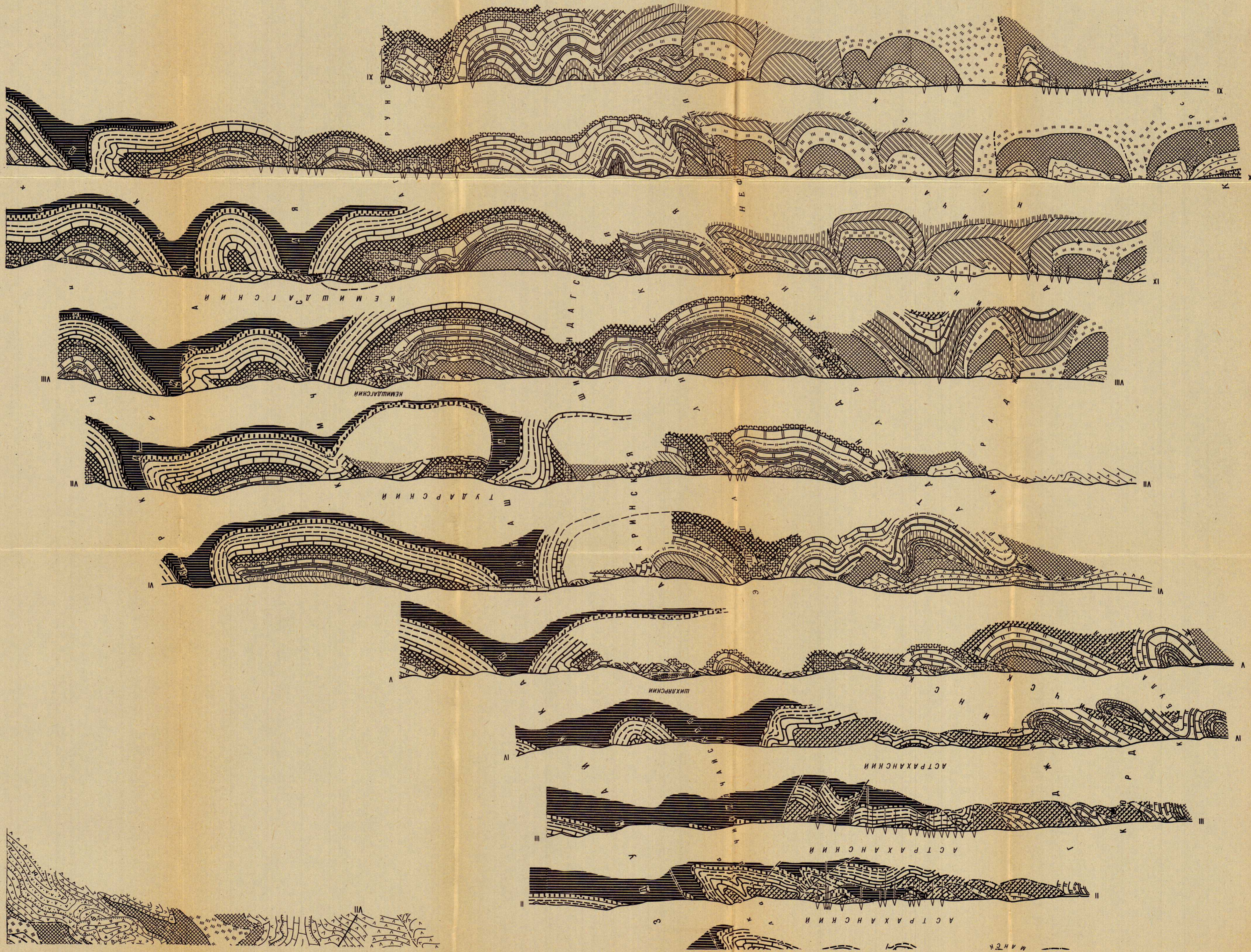
Редактор издательства Н.М. Митяшова  
Технический редактор В.И. Дьяконова

Подписано в печать 20/У1-72 г. Формат 60 x 90 1/16  
Физ.печ.л. 10,0 + 2 вкл. Усл.печ.л. 15,43 Уч.-изд.л. 13,9  
Т-01073 Бумага № 2 Тираж 600 Цена 1 р. 39 к. Тип.зак. 121.

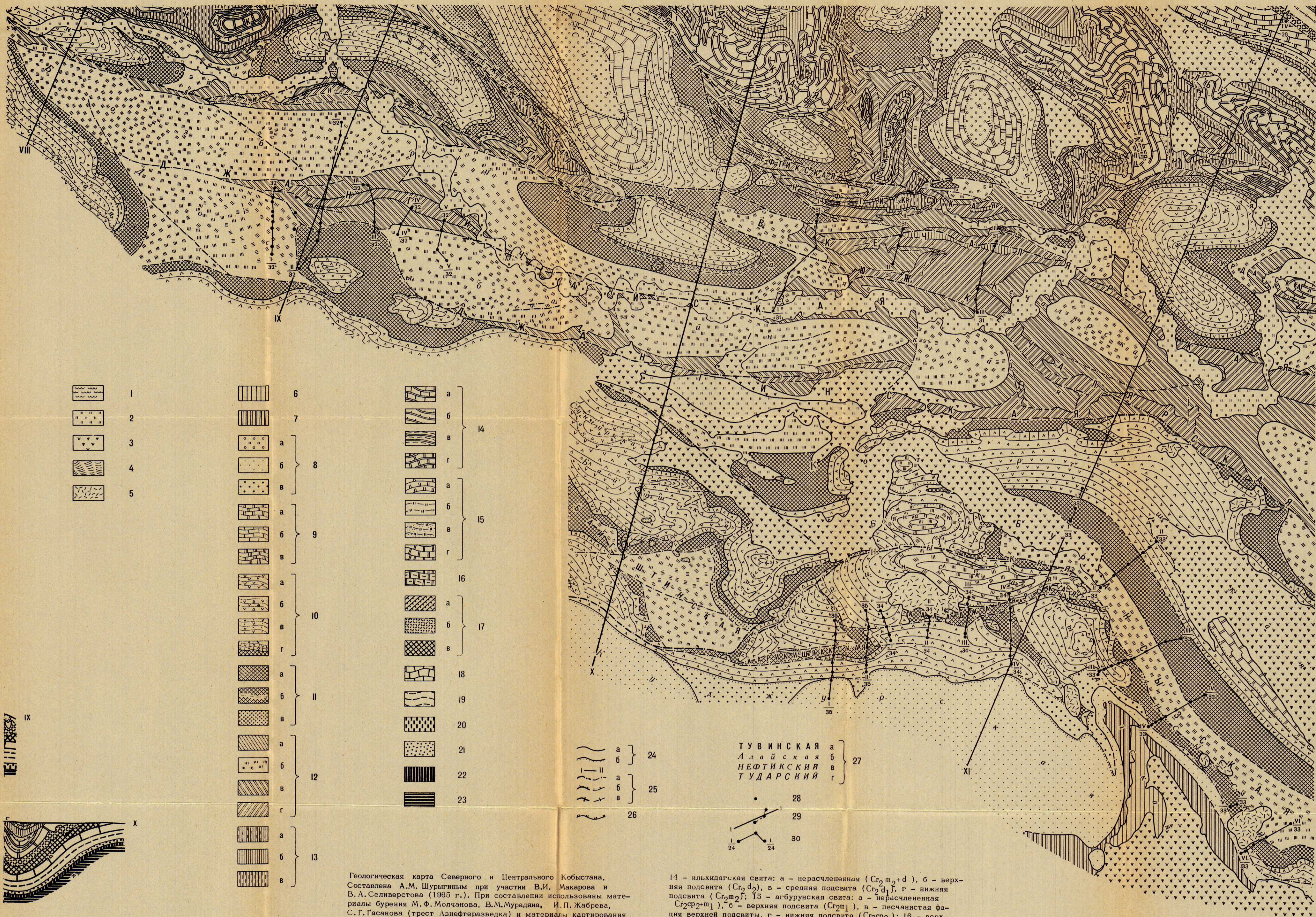
Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". Москва К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука",  
Ленинград В-34, 9-я линия, 12





МАНЧ

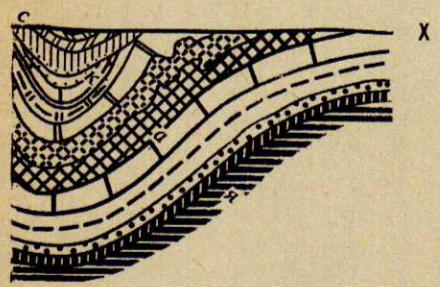


Геологическая карта Северного и Центрального Кобьстана. Составлена А.М. Шурыгиним при участии В.И. Макарова и В.А. Селиверстова (1965 г.). При составлении использованы материалы бурения М.Ф. Молчанова, В.М. Мурадяна, И.П. Жабрева, С.Г. Гасанова (трест Азнефтеразведка) и материалы картирования И.М. Губкина, М.Ф. Мирчинка, Н.С. Шатского, В.В. Вебера, З.А. Мишуниной, Б.В. Григорьянца и Т.А. Горшенина.

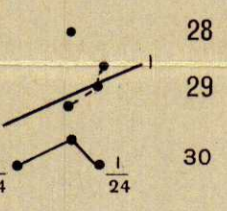
Четвертичная система: 1 - морские отложения (mQ); 2 - аллювиальные отложения (alQ); 3 - делювиальные и пролювиальные отложения (dl + plQ); 4 - оползни (grQ); 5 - сопочная брекчия. Палеогеновая и неогеновая системы: 6 - апшеронский ярус (N<sub>2ap</sub>); 7 - акчагыльский ярус (N<sub>2ak</sub>); 8 - продуктивная толща; а - нерасчлененная (N<sub>2pr</sub>), б - верхний отдел (N<sub>2pr2</sub>), в - нижний отдел (N<sub>2pr1</sub>); 9 - понтийский ярус (N<sub>2pn</sub>); а - средний и верхний подъярусы нерасчлененные (N<sub>2pr2.3</sub>), б - верхний подъярус (N<sub>2pr2.3</sub>), в - средний подъярус (N<sub>2pr2</sub>); 10 - диатомовая свита (N<sub>2d3</sub>): а - нерасчлененная, б - доломиты мзотиса, в - конгломераты и песчаники верхнего сармата, г - прослеженные выходы доломитов чокарского и тарханского горизонтов; 11 - майкопская свита (P<sub>23</sub>+N<sub>1</sub>): а - нерасчлененная, б - прослеженные выходы сидеритового горизонта, в - "переходная толща"; 12 - коунская свита: а - нерасчлененная (P<sub>22</sub>), б - верхняя подсвита (P<sub>22</sub><sup>1</sup>), в - средняя подсвита (P<sub>22</sub><sup>2</sup>), г - нижняя подсвита (P<sub>22</sub><sup>3</sup>); 13 - сумгаитская свита: а - нерасчлененная (P<sub>21</sub>), б - верхняя подсвита (P<sub>21</sub><sup>1</sup>), в - нижняя подсвита (P<sub>21</sub><sup>2</sup>). Меловая система:

14 - ильхидгагская свита: а - нерасчлененная (C<sub>2</sub>m<sub>2</sub>+d), б - верхняя подсвита (C<sub>2</sub>d<sub>2</sub>), в - средняя подсвита (C<sub>2</sub>d<sub>1</sub>), г - нижняя подсвита (C<sub>2</sub>m<sub>2</sub><sup>1</sup>); 15 - агбурунская свита: а - нерасчлененная (C<sub>2</sub>sr<sub>2</sub>+m<sub>1</sub>), б - верхняя подсвита (C<sub>2</sub>sr<sub>1</sub>), в - песчаная фацция верхней подсвиты, г - нижняя подсвита (C<sub>2</sub>sr<sub>2</sub>); 16 - верхняя подсвита юнудлагской свиты и агбурунская свита нерасчлененные (C<sub>2</sub>sr+m<sub>1</sub>); 17 - юнудлагская свита: а - нерасчлененная (C<sub>2</sub>sr+sr<sub>1</sub>), б - верхняя подсвита (C<sub>2</sub>sr<sub>1</sub>), в - нижняя подсвита (C<sub>2</sub>sr); 18 - свита кемчи (C<sub>2</sub>st<sub>2</sub>+st<sub>1</sub>); 19 - кемшилагская свита (C<sub>2</sub>sm+t<sub>1</sub>) и ауцелиновый горизонт; 20 - ханагинская, алтыгагская и кюлюпская свиты нерасчлененные (C<sub>2</sub>ar<sub>2</sub>+al); 21 - кюлюпская свита (C<sub>2</sub>al<sub>3</sub>); 22 - ханагинская и алтыгагская свиты (C<sub>2</sub>ar<sub>2</sub>+al<sub>2</sub>); 23 - халчайская свита (C<sub>2</sub>ar<sub>1</sub>); 24-26 - линии контактов (сплошные - прослеженных, прерывистые - предполагаемых); 24 - стратиграфические границы (а - согласные, б - несогласные), 25 - разрывы (I - крупные, II - мелкие, а - хрупкие, б - пологие - штрихи стоят на висячем крыле, в - невыясненного характера), 26 - поверхности скольжения крупных оползней; 27 - наименования структур: а - антиклиналей, б - синклиналей, в - разрывов, г - тектонических покровов (ПП - горы Песчаной, ПШ - горы Шаралеовой, НБ - Набурский); 28 - скважины; 29 - линии сквозных профилей (ломаные прерывистые линии, проходящие через скважины, спроектированы на основное направление профиля); 30 - линии профилей, построенных по данным бурения (в числителе - номер профиля, в знаменателе - номер рисунка, на котором приведен профиль)

IX



ТУВИНСКАЯ а  
Алайская б  
НЕФТИКСКИЙ в  
ТУДАРСКИЙ г



1 р. 39 к.

394



МОСКВА 1972 г.