

ТРУДЫ АЗЕРБАЙДЖАНСКОГО  
НЕФТЯНОГО ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО  
ТРЕСТА  
ВЫПУСК 11

---

М. Ф. МИРЧИНК

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ  
ЮГО-ВОСТОЧНОГО  
КАВКАЗА



ОНТИ НКТИ СССР  
АЗНЕФТЕИЗДАТ  
БАКУ-МОСКВА  
1935

ТРУДЫ АЗЕРБАЙДЖАНСКОГО  
НЕФТЯНОГО ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО  
ТРЕСТА  
ВЫПУСК 11

М. Ф. МИРЧИНК

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ  
ЮГО-ВОСТОЧНОГО  
КАВКАЗА

1499



Всего семь лет отделяет нас от появления чрезвычайно знаменательной, хотя и краткой работы В. П. Ренгартена (116), резюмирующей те коренные изменения в представлении о тектонике Кавказа, сложившемся на основе работ Альберта Гейма, Бланшарда, Ф. Освальда и А. Ф. Шталя (46, 26, 115, 131).

Это представление сводилось к примитивной и несложной тектонической схеме, ограничивающейся небольшим числом складок с постепенным подъемом к оси хребта, с ядром, сложным палеозоем, симметрично окаймленным с севера и юга мощным комплексом мезозойских и третичных образований. Лишь крупные радиальные разломы (сбросы, грабены, горсты) как по простиранию складок, так и вкрест и под различными углами к нему осложняли общую картину.

При рассмотрении этой упрощенной схемы строения огромной геоантиклинали невольно казалось странным резкое отличие ее от тектонических схем других известных нам горных сооружений альпийской складчатости. Ведь Главный Кавказский хребет является одним из звеньев или участков этой цепи молодой складчатости, возникшей в области средиземно-морской геосинклинали. Между тем Альпы являются классическим примером складчатости, достигшей крайних пределов своего развития. Чрезвычайно сложные формы складок, надвиги, колоссальные покровы, свидетельствующие о перемещениях дислоцированных масс на десятки и даже сотни километров, характеризуют структуру Альп, прекрасно изученную А. Геймом, Ротплицем, Люжоном, М. Бертраном и др.

Также Карпаты представляют собой область развития крупнейших надвиговых явлений и покровов, горизонтальные перемещения которых измеряются десятками километров. Таково, например, сдвигание пород карпатского верхнемелового флиша на толщу эоценовых и олигоценых образований в краевой зоне Мразницкого покрова севернее Борислава и Тустоновиц в Галиции.

Таким образом, сорванная с основания, горизонтально перемещенная, дисгармоническая, обусловленная частой перемежаемостью и неоднородностью литологического состава образований в отношении их компетентности складчатость является характерной для горных сооружений альпийского типа.

Кавказ, следуя изложенным воззрениям А. Гейма, Бланшарда и др., выделялся из этого общего „правила“ своей примитивной простотой структурных форм.

Работой В. П. Ренгартена (1926 г.) было положено начало разрушения устаревшей схемы, являвшейся плодом лишь плохой и недостаточной изученности Большого Кавказа и создания новой, приобщающей Главный хребет еще более, еще ближе к основному типу альпийских складчатых сооружений. Мы не будем останавливаться на подробном рассмотрении выдвинутых положений, отсылая интересующихся к оригиналу. Здесь же уместно в самых кратких чертах резюмировать представления В. П. Ренгартена (116).

— „Весьма велико количество складок и сопровождающих их разрывов, которые отчетливо нарастают по мере движения с севера на юг. Констатируется ярко выраженное чешуйчато-надвиговое строение всего хребта. Этим объясняется и несимметричность Главного хребта: северный склон представляет обширное развитие сланцев лейаса в то время, как на южном развиты более молодые, главным образом, меловые слои. Столь же разительно отличны и фации обоих склонов, на юге развит флиш, характеризующий отложения геосинклинальных бассейнов, на севере же мы находим отложения эпиконтинентального характера.

Суммируя, можно представить, что осадочные образования северного склона хребта были высоко приподняты и чешуйчато надвинуты на подмятую под них зону глубоководных слоев южного склона. „Весь Главный хребет в целом как бы стремится перекрыть депрессии Закавказья и Черного моря“.—

Как и на северном склоне хребта, в области третичных предгорий Терской области и Северного Дагестана (Н. С. Шатский, В. А. Долицкий и др.), так и по южному склону в Кахетии (Н. Б. Вассоевич) в полосе мелового флиша и низов палеогена мы отчетливо наблюдаем развитие полого падающих надвигов типа покровов, испытавших горизонтальное перемещение на десятки километров (33, 125).

Иначе говоря, Кавказ в целом рисуется к настоящему дню в виде чрезвычайно сложной складчатой системы, принадлежащей к категории тектонических структур альпийского типа.

В разрезе этих новых представлений далеко не случайными являются упомянутые работы Н. С. Шатского, посвященные описанию и объяснению тектоники третичных предгорий северо-восточного Кавказа, свидетельствующие о значительных горизонтальных смещениях к югу третичных толщ по твердому ложу верхнемеловых известняков в области, примыкающей к Дагестанскому клину. Затем нам известен целый ряд работ В. Д. Голубятникова, В. А. Долицкого и др. исследователей предгорных частей Дагестана, в которых перечисляются факты, свидетельствующие о распространении частых нарушений надвигового типа и чешуй, осложняющих третичную складчатость этих мест.

Названные исследователи в своих работах вплотную доходят до границ той области, о которой идет речь в предлагаемой вниманию читателя работе. К юго-востоку от берегов Самура

располагается приморская равнина, окаймляющая узкой лентой горные цепи Системы Дибрара. Эта равнина, скрывающаяся под своими наносами мощный комплекс третичных образований, и ее сопряжение с меловыми вершинами нагорной полосы послужат одним из объектов нашего исследования. Естественно, что в пределы этого участка, этой зоны интересующей нас тектонической области, могут быть перенесены и продолжены основные представления о структурных формах, свойственных сопредельным областям Дагестана.

Подытожив сказанное, мы находим своевременным поднять и приступить к обсуждению вопросов тектоники юго-восточного погружения Кавказского хребта и, главным образом, третичных образований, имеющих основное развитие в этой области и характеризующихся иными, отличными (как показали факты последних лет) структурными формами, нежели их подстилающие меловые и юрские толщи.

Представляется важным проанализировать, как преломляются новые представления о строении Большого Кавказа в области его погружения и затухания. Сохраняются ли те же признаки дисгармонической складчатости, сопровождаемой значительными горизонтальными перемещениями в толще третичных образований, какие были установлены в области третичных предгорий северо-восточного Кавказа, или же здесь силы смещения оказались уже ослабевшими и поэтому лишенными возможности вызвать нарушения этого типа. Об этом со всей объективностью призывает читателя судить автор.

## ФАЗЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ (ОРО- и ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИХ)

Конечные результаты проявления тектонических сил, которые мы наблюдаем в виде сложных структур на юго-восточном Кавказе, имеют долгую историю образования. На Кавказе хронологическая последовательность фаз оро- и эпейрогенеза уходит своими корнями в докембрийское время. В то время как мы находим лишь следы далеких докембрийской—гуронской и эопалеозойской—каледонской горообразовательных фаз, элементы герцинских дислокаций выступают уже с очевидной ясностью. Мезозойская эра также характеризуется наличием определенных подвижек. Однако главный орогенетический цикл, оформивший современную тектонику Кавказа, приходится на верхнетретичное время, будучи выражен целым рядом отдельных фаз.

Вполне понятно, что в пределах юго-восточного Кавказа мы можем обнаружить факты проявления всех перечисленных фаз. Географически определяя понятие затронутой описанием части хребта областью, расположенной к востоку от меридиана г. Баба-даг, наиболее древними образованиями в верховьях р. Баба-чай (иначе Бельбеляк-чай) являются лейасовые сланцы

Главного хребта. Естественно поэтому начать прослеживание исторического пути тектонических движений области, начиная с эпохи нижнеюрского времени.

В работе, посвященной обзору современных представлений о геологии Северного Кавказа, А. П. Герасимов (49) отмечает для мезозойской эры проявление нижеследующих тектонических фаз.

Наличие определенных подвижек относится к долейасовому времени (перерыв между триасом и нижней юрой); следы орогенических движений находят на границу средней и верхней юры, в конце верхней юры, на границе нижнего и верхнего мела и, наконец, на границе мелового и третичного периодов.

В. П. Ренгартен предлагает схему тектонических процессов (117), приведенную в таблице 1.

В недавно выпущенном из печати капитальном труде по геологическому описанию Горной Ингушетии В. П. Ренгартен (118) в основном повторяет приведенную схему, но прибавляет еще одну орогеническую фазу между келловеем и батом.

В пределах юго-восточного Кавказа, рассматривая литологические соотношения развитых мезозойских свит, мы находим признаки почти всех упомянутых тектонических фаз. Однако в то время как для меловых отложений, к настоящему времени достаточно детально изученных, мы можем конкретно устанавливать время и последовательность фаз, разрез юрских образований нуждается в дополнительном освещении.

В зоне Главного хребта в районе г. Баба-даг, в толще юрских образований, мы наблюдаем по К. И. Богдановичу (32) такую последовательность. Наиболее древней является (а) толща сланцев, выше располагается (б) песчано-сланцевая серия Хиналуга и, наконец, севернее протягивается полоса (в) мощных известняков зоны Шах-дага и Шалбуз-дага.

Стратиграфическое положение хиналугской серии и сланцев Главного хребта не вполне ясно. Однако, исходя из сопоставлений регионального характера, скорее всего толща сланцев будет относиться к лейасу, тогда как хиналугская серия—к средней юре, захватывая, быть может, и келловей.

Гораздо более полный и, что еще важнее, охарактеризованный фаунистически разрез юрских образований наблюдался К. И. Богдановичем на левом берегу Самура близ с. Гепце.

Вкратце он сводится к следующему.

1. Лейас—черные глинистые сланцы, прослой мергелей, песчаников с гипсом и растительными остатками. Обломки белемнитов и отпечатки *Astarte cf. Voltzi Ziet.*

2. Бат-Байос—толща глинистых сланцев черных, серых и желтовато-серых, со сфероидальными конкрециями и растительными остатками. Фауна: *Belemnites Aalensis Voltz.*, *Belemnites cf. quinquesulcatus Blainw.*, *Belemnites insculptus Phill.*, *Harpoceras punctatum Stöhl.*, *Harpoceras lunula Ziet.*, *Lytoceras cf. Eudesianum d'Orb.* и т. д.

Хронологическая таблица оро- и эпейрогенических фаз мезозойской эры  
Большого Кавказа

Ярусы и эпохи	Орогенические фазы	Северн. склон	Южный склон
Ю р с к а я			
Нижний лейас	Донецкая . . . . .	~~~~~	~~~~~
Средний лейас			
Верхний лейас			
Байосский			
Батский			
Келловейский			
Оксфордский			
Рорасский			
Секванский			
Киммериджский			
Титон нижний	Линдйская . . . . .	~~~~~	~~~~~
Титон верхний			
М е л о в а я			
Валанжинский	Австрийская . . . . .	~~~~~	~~~~~
Готеривский			
Барремский			
Аптский			
Альбский			
Сеноманский			
Туронский			
Коньяский			
Сантонский			
Каппанский			
Маастрихтский			
Датский	Ларамийская . . . . .	?	~~~~~
Т р е т и ч н а я			

3. **Келловей**—сланцеватые глины, переходящие в глинистые сланцы и песчаники с *Phylloceras cf. disputabile* Zitt., *Phylloceras cf. Kunthi* Neum., *Harporceras concavum* Sow.

4. **Серия неопределенного возраста**—красные и серые глины с прослоями гипса, переходящие кверху в рыхлые серовато-зеленоватые песчаники.

5. **Титон**—мощная толща доломитов и известняков.

Анализируя эти два разреза, мы устанавливаем в эпоху средней юры смену трансгрессивных движений нижнеюрского времени регрессией. Об этом свидетельствует терригенный облик осадков мелководного моря, постепенно сменяющий глубоководную толщу лейаса. Особенно резко это проявляется в сочетании сланцев Главного хребта и хиналугской серии в районе с. Баба-даг. В этих фактах мы усматриваем сходство с вышеприведенной схемой В. П. Ренгартена, устанавливающей проявление регрессии в бате. Что же касается проявления в эту же эпоху орогенической фазы, то следы ее мы находим в наличии прослоев конгломератов в толще сланцев бата-байоса, наблюдавшихся К. И. Богдановичем (32) к северо-западу от с. Гепце.

Блестящий прогноз, характеризующий эпоху верхнеюрского времени на юго-восточном Кавказе, дает К. И. Богданович (32). Уместно повторить его слова.

„Для возможных представителей верхней юры, именно оксфорда, и киммериджа, остается в разрезе Гепце крайне ограниченное место. После замечательных по своему однообразию условий отложения осадков от времени нижнего доггера до верхнего келловейя, перед образованием мощных известняковых толщ титона происходит резкое фацмальное изменение. Глинисто-сланцевая и частью только песчаниковая толща (дальше к северо-западу песчаники, наоборот, преобладают) средней юры представляет терригеновый осадок мелководного моря; присутствие растительных остатков на различных горизонтах показывает близость суши в течение целого ряда геологических эпох, а преобладающее развитие цефалоподовой фауны свидетельствует об открытом море.

Красные гипсоносные глины и последующая за ними известняково-доломитовая коралловая фация Шахдагской зоны являются свидетелями значительно изменившихся условий отложения; наступили необыкновенно благоприятные условия для развития рифовых кораллов; следовательно, вероятное поднятие суши или опускание уровня моря“.

Несколько ниже К. И. Богданович продолжает. „Все равно, представляет ли видимое отсутствие горизонтов оксфорда и киммериджа в северо-западном и юго-восточном Кавказе действительный стратиграфический перерыв, или же это объясняется местным изменением условий отложения, в том и другом случае мы имеем изменение мезоюрских трансгрессивных движений регрессивными верхнеюрскими. Непрерывная смена известняко-

вых отложений титона нижнемеловыми показывает опять наступление трансгрессивных условий; следовательно время оксфорда и киммериджа может представлять для Кавказа моменты наибольших орогенических движений.

Анализируя представления К. И. Богдановича, нетрудно убедиться в совпадении их со схемой тектонических фаз В. П. Ренгартена. Действительно, эпоха верхней юры в пределах оксфорд-киммериджа характеризуется главным образом регрессивными движениями, совпадающими на границе между киммериджем и титоном с проявлением весьма крупной и отчетливо выраженной андийской (новокиммерийской) орогенической фазы. Затем, в эпоху титона в фактах непрерывного развития известняково-доломитовой фации, достигающей огромной мощности, мы наблюдаем смену регрессивных движений трансгрессивными. Следует оговориться, что толща нижнеокомских известняков, сменяющих, по представлению К. И. Богдановича, титонские известняки, нами принимается также за титон. Быть может только самые верхние горизонты известняков переходят в низы неокома.

Итак, даже на основе недостаточной изученности юрских образований на юго-восточном Кавказе, мы устанавливаем нераздельность тектонической жизни нашей области со всем Кавказом. Только лишь наиболее древнюю, донецкую орогеническую фазу, проявляющуюся между средним и верхним лейасом, за недостатком фактов не удастся уловить.

Переходя к анализу разреза меловых отложений, следует условиться о том, какой комплекс образований отдельных свит мы вкладываем в это представление. Необходимо отметить, что современная возрастная схема меловых отложений, развитых на юго-восточном погружении Кавказского хребта, значительно отличается от ранее существовавшей схемы К. И. Богдановича (32). Не останавливаясь на причинах и обусловивших их появление фактах, основное расхождение сводится к тому, что тот крупный и мало чем объяснимый перерыв в отложениях, начиная от халтанской свиты (готерив-валанжин) до филоцератитового горизонта и теребратулиновых слоев (сеноман), указываемый К. И. Богдановичем, в настоящее время отрицается, причем фактически доказывается присутствие почти всех (за исключением альба) ярусов как нижнего, так и верхнего мела. Эти вопросы были подробно освещены автором в ряде предыдущих работ (110, 111).

В самом сжатом виде разрез меловых отложений сводится к следующему.

1. Валанжин-Готерив. Самой древней является мощная толща литологически разнообразных образований, известная под названием халтанской свиты. Представлена она в области хребтов Койтар, Калеву, Каджа и Уюх в виде серии более или менее плотных известковистых песчаников серого и зеленоватого цветов, переходящих иногда в мелкие конгломераты, иногда же

в мергелистые разности. Характерны волноприбойные знаки, фукоиды и грубые отпечатки. В разрезах в районе сел. Уга, а также на склонах г. Бай-Багым мы отмечаем наличие наряду с известковистыми песчаниками мощных прослоев светлосерых мергелистых глин, почти белых мергелей, кремовых подчас грубоструктурных известняков. В районе сел Уга и Чарах чрезвычайно характерен фациальный переход в горизонтальном направлении образований халтанской свиты в толщу брекчиевидных известняков и глыбовых конгломератов, окаймляющих в виде шлейфа известняковый массив г. Чирак-Кала.

За последние годы сделаны сборы довольно многочисленной фауны, состоящей, главным образом, из аммонитов, в основном принадлежащих к двум различным группам редких и очень мелких белемнитов и довольно частых теребратулин и гастропод.

Аммониты, равно как и белемниты, встречаются преимущественно в верхних горизонтах халтанской свиты, в ее мергелистой части. Некоторые из аммонитов характерны своими малыми размерами и по существу неотличимы от аммонитов вышезалегающего филоцератитового горизонта в серых глинах баррема, принадлежит к группе *Phylloceras*, повидимому, *Phylloceras infundibulum d'Orb.*

Более многочисленны более крупные (до 15—20 см в диаметре) аммониты, о которых упоминает также К. И. Богданович (32), указывая на возможность их принадлежности к перисфинктам из группы *Pherisphinctes plicatilis Sow.* Характерно, что все найденные аммониты как на вершине хребта Бай-Багым (сборы А. И. Клещева), так и в районе с. Арискюнш и с. Халтан обладают сплюсненной формой, что затрудняет определение.

Редкие (три—четыре) находки белемнитов интересны в том отношении, что найденные формы отличаются своими малыми размерами. Повидимому, они принадлежат к группе *Belemnites bipartitus Blainw.* низов неокома.

Более точные определения найденной в халтанской свите фауны пока затруднительны и требуют специального исследования, производимого в настоящее время в НГРИ (Ленинград). Однако вся сумма предварительных данных свидетельствует, что образования халтанской свиты относятся к нижнему и среднему неокому.

2. Баррем-Апт. Переход в вышележащую толщу серых глин, повидимому, постепенный. Об этом свидетельствуют разрезы в долине р. Кеш-чай, г. Бай-Багым и других мест. Однако К. И. Богдановичем (32) отмечаются факты несогласного залегания в ущельи р. Кызыл-козма, сопровождаемого развитием в основании толщи серых глин конгломератов, приближающихся по своему характеру к глыбовым из крупных обломков известняков.

В состав этой толщи входят филоцератитовый горизонт и теребратулиновые слои К. И. Богдановича. Она представ-

лена, главным образом, темносерыми мергелистыми, иногда сланцеватыми глинами с прослоями брекчиевидных органогенных, местами оолитовых известняков и кривослоистых песчаников. В некоторых же разрезах (например около селений Теке-Шихи, Заргерлы, Финдиган, Муганлы) безусловно преобладают серые глины. Мощность этой толщи велика и достигает до 500—600 м.

В сравнении с халтанской свитой, описанная толща представляет собой комплекс осадков, значительно более глубоководных.

Состав фауны следующий:

*Phylloceras infunditulum* d'Orb., *Litoceras anisoptichum* Uhligi, *Turbo fleuriensis* P. et C., *Trochus Pertyi* P. et C., *Itieria truncata* P. et C., *Exogyra Minos Coquand*, *Exogyra tuberculifera* Koch et Dun, *Alectrionia rectangularis* Roem., *Panapea* cf. *gurgilis* Brongn. var. *Prevosti* Leym., *Lima carteroniana* d'Orb., *Arca securis* d'Orb., *Terebratulina Martiniana* d'Orb., *Favia turbinata* Koby, *Dimorphastrea belluda* d'Orb., *Latimaeandra Lorioli* Koby, *Latimaeandra Kaufmanni* Koby, *Thecosmilia Tobleri* Koby, *Placosmilia urgoniensis* Koby, *Phyllocoenia Picteti* Koby, *Heliocoenia Picteti* Koby, *Convexastrea* cf. *Desori* Koby, *Spongia boletiformis* Mich., *Heterophora cryplopورا* Mich., *Hydrophora Picteti* Koby, *Entalophora Vassiacensis* d'Orb., *Reptomulticava micropora* d'Orb., *Reptomulticava tuberosa* d'Orb., *Reptomulticava fungiformis* Gregory (определение З. А. Мишуниной) и *Orbitolina lenticularis* Leym. (определение М. Д. Метальникова).

Характерны малые размеры, недоразвитость форм. К. И. Богданович, как уже отмечено было выше, относил эту толщу к сеноману. Мы же в соответствии с выводами Е. Stolley (119) считаем необходимым понизить возраст ее до баррема и нижней половины апта.

3. Апт. Верхнюю половину апта слагает достаточно мощный комплекс осадков, испытывающих весьма крупные фациальные изменения. Так, для разрезов в верховьи р. Гяды-су, затем в долине реки Тег-чай, характерно развитие в верхней части красно-бурых мергелистых глин, серых глин и тонких прослоев песчаников и конгломератов, содержащих фауну белемнитов.

Ниже располагается горизонт грубых конгломератовидных известковистых песчаников. Его подстилает серия серых мергелей и серо-бурых глин. В основании толщи залегает обычно горизонт глыбовых конгломератов.

В общих чертах приведенный разрез повторяется в классических обнажениях г. Кызылкая-даг на р. Ата-чай; однако здесь выпадает нижний горизонт глыбовых конгломератов, а перекрывающая его мергелисто-глинистая серия становится гораздо мощнее и приобретает по окраске полосчатость.

Резкое отличие наблюдается в обнажениях северо-восточного склона хребта, протягивающегося от утеса Бэш-Бармак до г. Чирак-Кала. Там исключительное развитие получают прослои глыбовых конгломератов, усиливается значение мергелей и серых глин. Прослои красно-бурых глин становятся ничтожными.

Фаунистически описанная толща осадков характеризуется присутствием белемнитов *Neohibolites Ewaldi Stromb.*, *Neohibolites aptiensis Stoll.*, *Belemnitites semicanaliculatus Blainv.*, мелких пелиципод, устриц и осколков, повидимому, некрупных иноцерам.

Общая мощность толщи около 450—500 м.

Местами наблюдается несогласное залегание на подстилающей свите серых глин нижней половины апта. Кроме того, о резком изменении условий седиментации свидетельствует местное развитие в основании горизонта глыбовых конгломератов.

Таков разрез нижнего мела. Отложений альба, охарактеризованных фаунистически или литологически сходных с разрезами прилегающих областей северного Кавказа (например Дагестана), мы на юго-восточном погружении хребта не находим.

Верхнемеловые отложения развиты в типичной фации флиша, обнаруживая сходные черты по всему разрезу.

4. Подкемчинская свита (сеноман?). Нижнюю часть разреза занимает так называемая подкемчинская свита. Верхняя половина ее представлена фацией бурых и серых глин, иногда полосчатых, содержащих прослойки кривослоистых песчаников и сизоватых мергелей. К низу начинается преобладание песчаников и мергелей и, наконец, песчаники переходят в сплошной горизонт грубозернистых песчаников, замещающийся иногда конгломератами. Характерно развитие в бассейне р. Ата-чай и р. Гильгинчай толщи светлых, почти белых мергелей.

Мощность свиты весьма значительна и доходит до 400—450 м. Присутствие фауны, несмотря на тщательность поисков, обнаружено не было\*.

В виду отсутствия фауны возраст подкемчинской свиты остается неясным. Однако, исходя из фактов несогласного залегания как с отложениями нижнего мела, так и с вышележащей свитой Кемчи, относящейся к коньясскому ярусу, предпочтительнее считать подкемчинскую свиту аналогом сеномана.

5. Свита Кемчи (коньясский ярус—возможно низы сантонского яруса). Чередование сильно известковистых песчаников, микроконгломератов, мелкобрекчиевидных известняков и белых „остро-реберных“ мергелей. Прослойки темносерых глин занимают подчиненное положение.

Свита Кемчи охарактеризована немногочисленной фауной, состоящей из небольших иноцерам и устриц. Из первых укажем на *Inoceramus subquadratus Schüller*; из устриц—*Octrea cf. incurva Nilss.* Мощность свиты 200—250 м.

Как уже было отмечено, свита Кемчи залегает местами несогласно на подлежащих слоях. С вышележащей юнусдагской свитой связывается постепенным переходом.

6. Юнусдагская свита (сантонский ярус—низы кампанского яруса) состоит из чередования красно-бурых, светлосерых слабоизвестковистых глин и зеленоватых фукоидных мергелей.

\* В процессе работ в 1932 г. в районе сел. Алты-Ягач найдены остатки некрупных иноцерам верхнемелового облика.

Глиням подчинены многочисленные большею частью тонкие прослой кривослоистых песчаников. Иногда эти песчаники (например близ с. Ханагя) становятся грубоструктурными, напоминая собой микроконгломераты. В юусдагской свите встречаются местами многочисленные остатки весьма крупных иноцерам. Мощность достигает 450 м.

7. Ильхидагская свита или орбитоидовые слои (верхи кампанского яруса—маастрихтский ярус—датский ярус). В ильхидагской свите, венчающей меловой разрез юго-восточного погружения Кавказа, литологически выделяются два отдела. Верхний, представленный частым чередованием стально-серых и синевато-серых глин, кривослоистых песчанистых известняков и микроконгломератов. Местами (вершина г. Дибрар, разрезы р. Гяды-су) в изобилии встречаются *Lepidorbitoides socialis* Leym., *Orbitella apiculata* Schlumb. Нижний отдел, связанный с верхним постепенностью перехода, характеризуется преобладанием зеленоватых, почти белых трескуновых мергелей; прослой песчанистых известняков и глин занимают подчиненное положение. В этих слоях, помимо вышеуказанных фораминифер, встречаются крупные перебитые створки иноцерам и белемнителлы, наиболее близкие к *Belemnitella mucronata* Schl. Общая мощность ильхидагской свиты доходит до 550—600 м.

Как с подстилающей юусдагской свитой, так и вышележащей сумгаитской свитой низов палеогена ильхидагская толща пород залегает согласно.

Анализ литологических соотношений мелового разреза и сопоставление его с вышеприведенной схемой тектонических фаз В. П. Ренгартена вновь подтверждает возможность применения последней в пределах юго-восточного погружения Кавказского хребта.

Действительно, в прибрежных грубоструктурных осадках халтанской свиты, стратиграфически соответствующей валанжину и готериву, мы усматриваем регрессию моря, сменившую трансгрессивные движения титонского времени.

Затем в эпоху апта и возможно баррема вновь происходит обратная смена. Наступает период отложения мощной толщи сланцеватых и мергелистых, относительно более глубоководных серых глин. В фактах несогласного залегания этой толщи и следов размывной деятельности в виде грубых конгломератов, наблюдавшихся К. И. Богдановичем в ущельи р. Кызыл-козма, нетрудно видеть подтверждение высказанному предположению.

В середине апта происходит местная орогеническая фаза. Толща красно-бурых глин и мергелей с белемнитами залегает подчас несогласно на подстилающей толще серых глин. Это несогласное залегание сопровождается образованием нескольких горизонтов глыбовых конгломератов. В резких фациальных изменениях испытываемых этой толщей на довольно близких расстояниях, можно предполагать прекращение трансгрессии и начало регрессивного движения.

Видимое отсутствие в разрезе альбэ, несогласное залегание подкемчинской свиты (сеномана), развитие в основании последней горизонта глыбовых конгломератов и грубоструктурных песчаников представляют собой убедительные доказательства проявления на грани нижнего и верхнего мела ярко выраженной на всем Кавказе австрийской орогенной фазы.

Эпоха века подкемчинской свиты, эволюция мелководных отложений в более глубоководные знаменует, возможно, начало новой трансгрессии, проявившейся уже резче на грани со свитой Кемчи. Следы несогласного залегания последней и размытой деятельности, резкая смена фаций служат доказательством в пользу этой мысли и одновременно говорят о проявлении в это же время местной, повидимому, орогенной фазы. Быть может в приведенных фактах мы найдем отзвуки туронской трансгрессии и предтуронской орогенной фазы, столь резко отмеченной в западной Грузии Б. Ф. Меффертом (104).

Проявление следующей субгерцинской орогенной фазы с предшествующими регрессивными движениями не вполне отчетливо улавливается, хотя наличие в нижней части юнусдагской свиты (верхи сантонского + низы кампанского) пачки грубоструктурных песчаных известняков нарушает ее общий литологический облик.

Как видно, эпоха второй половины века юнусдагской свиты и первой ильхидагской свиты, охарактеризованная более глубоководными осадками, свидетельствует о некоторых трансгрессивных движениях, совпадающих с маастрихтской трансгрессией, отмечающейся В. П. Ренгартеном на Кавказе.

Конец века ильхидагской свиты, переход мергелистой толщи в пачку грубых известняков, часто перемежающихся с глинами, знаменует новую сменой трансгрессивных движений регрессивными.

Все сказанное хорошо иллюстрируется фиг. 1. Сопоставляя данные этой фигуры 1 со схемой В. П. Ренгартена, мы видим, что все отмеченные им как оро-, так и эпейрогенические фазы находят свое определенное место в разрезе меловых образований юго-восточного Кавказа.

Некоторым отличием является проявление в эпоху апта, между верхней и нижней его половинами, равно как и между подкемчинской свитой и свитой кемчи, местных орогенных фаз.

Однако следует отметить, что сам В. П. Ренгартен в своей работе по Горной Ингушетии (118) указывает на возможность существования в эпоху апта в некоторых областях Кавказа тектонических движений. Что же касается орогенной фазы на грани кемчинской и подкемчинской свит, как уже отмечалось, то в ее проявлении можно усмотреть предтуронскую орогенную фазу, установленную Б. Ф. Меффертом.

Переходим к рассмотрению разреза третичных и четвертичных образований. На юго-восточном Кавказе он изучен весьма детально Д. В. Голубятниковым, И. М. Губкиным, Н. С. Шатским,

Ильхидагская свита  
(верхи кампанского +  
маастрихтский + дат-  
ский)  
500—600 м

Юнусдагская свита  
(верхи сантонского +  
низы кампанского)  
400—450 м

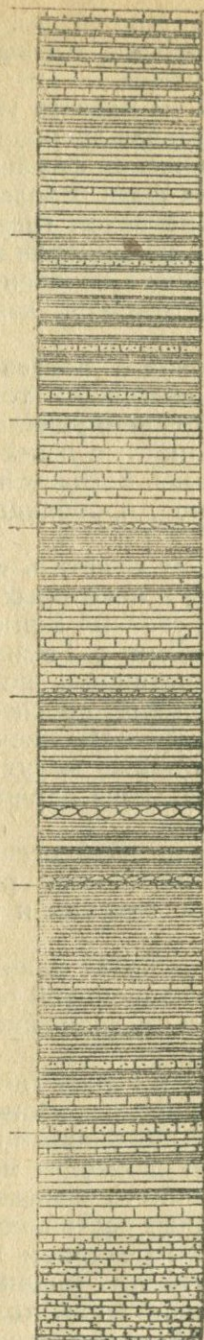
Свита Кемчи  
(каньяский + низы сан-  
тонского)  
200—250 м

Подкемчинская свита  
(сеноман)  
400—450 м

Апт  
230—300 м

Апт—Баррем  
500—600 м

Валанжин-готерив  
(халтанская свита)  
1000—1200 м



Регрессия

Трансгрессия

Субгерцинская ороге-  
ническая фаза (неясно)  
Регрессия (неясно)

Местная орогеническая  
фаза

Регрессия сменяется  
трансгрессией

Австрийская ороге-  
ническая фаза

Начало регрессии

Местная орогеническая  
фаза

Регрессия сменяется  
трансгрессией

Регрессия

фиг. 1

Схема меловых образований юго-восточного Кавказа

В. В. Вебером и М. Ф. Мирчинком. К подробному описанию его, приведенному названными исследователями в своих работах, отсылаем интересующихся.

Для кайнозойской эры на Кавказе устанавливается В. П. Ренгартенем (117) нижеследующая хронологическая последовательность проявления тектонических фаз (см. таблицу 2).

Ларамийская орогенная фаза отделяет меловую и третичную эпохи. Ее проявление отмечается, главным образом, на южном склоне Главного хребта, однако слои конгломератов в основании фораминиферовой толщи („горизонт с включениями“) на Кубани и в окрестностях Эссентуков указывает на ее следы и на Северном Кавказе.

В пределах юго-восточного Кавказа переход ильхидагской свиты, венчающей верхнемеловую толщу, в нижне-эоценовую сумгайтскую свиту является преимущественно постепенным. Весьма последовательно песчанистые известняки и глины ильхидагской свиты сменяются серией похожих известняков, зеленоватых и красных глин и, наконец, преобладающими становятся красно-бурые глины.

Но вместе с тем следует отметить факты появления в основании сумгайтской свиты в некоторых обнажениях (палеогеновая синклиналь в районе станций Яшма и Ситал-чай Закавказских ж. д., а также в районе с. Гомиздар на р. Дудар) грубоструктурных, мелкобрекчиевидных песчаников и известняков. Особенно рельефен базальный прослой такого мелкобрекчиевидного колеблющейся мощности песчаника близ с. Гомиздар. Возможно, что эти факты также могут служить отзвуками, однако весьма слабого проявления ларамийской фазы и на юго-восточном Кавказе.

В отношении проявления эпейрогенических движений эпоха эоцена характеризуется на Кавказе регрессивным движением между нижним и средним эоценом и трансгрессивным между средним и верхним.

В нашей области, не обладая данными для точного стратиграфического расчленения эоценовой толщи по указанным подразделениям, мы отмечаем невозможность установления отмеченных тектонических фаз.

В однообразной в общем толще глинистых образований эоцена мы не находим опорных горизонтов для суждения о регрессии или трансгрессии. Косвенными данными в отношении проявления регрессивного движения могут служить факты последовательной смены глинисто-сланцевой серии среднего коуна пачками грубоструктурных песчаников (разрезы на северном склоне г. Большие Сяки в Северном Кабристане), залегающих в виде спорадических, но весьма мощных линз. Последующая кверху смена этих образований вновь толщей глин говорит о новом углублении моря, т. е. о возможной смене регрессивного движения трансгрессивным. Однако все это верно в узко местном масштабе.

Хронологическая таблица оро-эпейрогенических фаз кайнозойской эры  
Большого Кавказа

Ярусы и эпохи	Орогенические фазы	Северный склон Кавказа	Южный склон Кавказа
Третичная	Ларамийская	?	~~~~~
Нижний эоцен			
Средний эоцен			
Верхний эоцен			
Олигоцен	Пиренейская		
Нижний миоцен	Савинская	?	?
Чокракский	Штирийская	~~~~~?	~~~~~?
Нижний сармат			
Средний сармат			
Верхний сармат			
	Аттическая	~~~~~	
Мэотический			
Понтический			
	Восточно-Кавказская	~~~~~	~~~~~?
Продуктивная свита			
Акчагельский			
	Ронская	~~~~~	~~~~~?
Апшеронский			
Четвертичная	Валашская	~~~~~	~~~~~?
Бакинский яр. (Гюнц?)			
Гюнц-миндельская межледник.			
Миндельская ледниковая			
Миндель-рисская межледник.			
Рисская ледниковая			
Рисс-вюрмская межледник.			
Вюрмская ледниковая			
Современная			

Следующей орогенной фазой в таблице отмечена пиренейская, причем ее проявление отчетливо наблюдается в Закавказьи Б. Ф. Меффертом в Кутаисском районе, П. Боннетом в Восточной Армении и К. Н. Паффенгольцем в бассейне р. Тертера. Что же касается собственно Главного хребта и его северного склона, „то здесь намеком на пиренейскую фазу является отсутствие верхней части фораминиферовой свиты и низов майкопа в Пятигорском районе“ (117).

В пределах юго-восточного Кавказа мы наблюдаем в ряде разрезов между верхнекоунскими слоями и собственно толщей майкопских шоколадно-бурых, листоватых глин так называемые переходные слои или, как теперь общепринято, отложения нижнего отдела майкопской свиты.

Нижний отдел майкопской свиты представлен переслаиванием серых, зеленовато-серых и серо-бурых песчанистых глин, серо-бурых, часто кривослоистых песчаников и темных битуминозных сланцев. Следует особо подчеркнуть непостоянство и изменчивость мощности нижнего отдела, которая колеблется от 50—300 м.

Во-первых, отсутствие в некоторых разрезах обнажений образований нижнего отдела майкопской свиты, во-вторых, отмеченная вариация его мощности и, наконец, в третьих—фациальное отличие в сторону приобретения песчанистого габитуса в сравнении с отложениями верхнего отдела и коунской свиты не могут быть объяснены естественным и нормальным ходом седиментации. Повидимому, в этих фактах проявились определенные спазмы орогенических процессов, отвечающих по времени вышеуказанной пиренейской орогенной фазе.

Эпоха олигоцена, особенно во второй своей половине характеризуется наличием регрессивного движения, связанного с сокращением бассейна. Достаточное подтверждение этому мы находим в развитии в центральном и южном Кабристане в верхнем отделе майкопской свиты своеобразной песчаной фации.

По времени отмеченный переход глубоководных глинистых отложений в относительно глубоструктурные песчаные образования приурочивается к верхней половине горизонта рики. Песчаные толщи вновь сменяются глубоководными типичными глинами к концу зурамакентского горизонта, т. е. в век образования надсидеритового горизонта по терминологии кабристанских геологов.

Настоящих аналогов нижнемиоценовых отложений, как известно, на Кавказе нет, если не считать условно относимых к этому возрасту слоев тарханского горизонта с *Pecten denudatus* Reuss.

Кроме того, во многих местах отмечено как на Главном хребте (Дагестан), так и в области Рионской плиты трансгрессивное залегание чокракской толщи на подстилающих образованиях. Эти факты, по мнению В. П. Ренгартена (117), свидетельст-

вуют о проявлении штирийской орогенной фазы. Однако категорическое установление последней В. П. Ренгартен считает преждевременным, поскольку до сих пор недостаточно точно разрешен вопрос о возрасте верхов майкопской свиты. Таким образом не вполне ясным остается вопрос о проявлении савинской орогенной фазы, долженствующей предшествовать штирийской.

В кабристанских разрезах палеогена мы привыкли считать постепенным переход майкопских глин в отложения чокракско-спиралисовых слоев. Последние выражены в большинстве случаев перемежаемостью темносерых, темнобурых, почти черных глин с прослоями дымчатых и сизоватых мергелей. Поэтому, имея последовательность перехода, нет, как будто бы, оснований говорить о проявлении очередной орогенной фазы в дочокракское время.

Между тем некоторые данные заставляют пересмотреть этот вопрос. Сюда относятся: во-первых, распространение в пределы юго-восточного погружения Кавказского хребта положения об отсутствии полных эквивалентов нижнемиоценовых отложений; ведь нельзя посчитать аналогом всей толщи нижнего миоцена небольшой (до 0,70 м) прослой мергеля, в основании спиралисовых слоев, проблематично относимый В. В. Вебером к тарханскому горизонту (35); во-вторых, кроме того, в последние годы были получены данные, свидетельствующие о резко трансгрессивном и несогласном залегании спиралисовых отложений на подстилающих образованиях. Так, при выходе в долину реки Дудар поперечной ей долины, окаймляющей хребет Кемчи с юга, по правому склону последней, наблюдается трансгрессивное перекрытие почти горизонтально залегающими брекчиевидными спиралисовыми мергелями сильно дислоцированных слоев ильхидагской и юнусдагской свит.

Местами среди этого покрова мергелей выступают в виде своеобразных „окон“ холмы, образованные причудливо изогнутыми в мелкую складчатость слоями ильхидага и юнусдага, хорошо иллюстрирующие соотношения геологических образований.

Таким образом, приведенные факты находятся в соответствии с выводами В. П. Ренгартена о нижнемиоценовом регрессивном движении, о вероятном проявлении штирийской орогенной фазы и о последовавшей довольно резкой трансгрессии чокракско-спиралисового моря.

Разрез остальной части миоцена известен на Апшеронском полуострове под названием диатомовой свиты. Работами В. В. Вебера и Н. С. Шатского в северном Кабристане удалось выделить в этой мощной толще присутствие всех стратиграфических элементов миоценового разреза.

По предложению В. В. Вебера (35) диатомовые слои подразделяются на четыре свиты:

Д<sub>4</sub> — верхняя пачка глинистых сланцев;

Д<sub>3</sub>—верхняя толща неслоистых глин;

Д<sub>2</sub>—нижняя пачка сланцев;

Д<sub>1</sub>—нижняя толща неслоистых глин.

Свита Д<sub>4</sub> по содержащейся в ней фауне соответствует мэотическим слоям. Представлена она мощной толщей оливково-бурых глин с прослоями светлосерых тонкоплитчатых, листоватых сланцев. Местами, как например, в разрезах западного склона г. Большие Сияки, были встречены прослой оолитовых известняков. В основании свиты Д<sub>4</sub> констатируется горизонт брекчиевидного конгломерата, мощностью до 5 м, содержащего неокатанные валуны доломитов и мергелей из нижних горизонтов диатомовой свиты.

Мощность свиты Д<sub>4</sub> колеблется в пределах 300—500 м.

Свита Д<sub>3</sub> представлена толщей желто- и зеленовато-бурых, преимущественно песчаных, неслоистых глин с прослоями доломитизированных мергелей. Эта свита содержит сарматскую фауну.

Мощность 150—200 м и более.

Свита Д<sub>2</sub>, связанная с предыдущей постепенным переходом, выражена почти исключительно светлосерыми, листоватыми, глинистыми сланцами, содержащими местами фауну мелких *Spirialis*, что указывает на среднемиоценовый и вероятно конкский возраст этих слоев. Мощность около 100 м.

Наконец, свита Д<sub>1</sub>, представленная мощной толщей неслоистых глин, по своему стратиграфическому положению скорее всего отвечает караганским слоям Северного Кавказа. Мощность 40—100 м.

Следуя этой схеме, в разрезах диатомовой свиты Кабристана мы находим эквиваленты мэотического яруса, сармата, конкского горизонта и караганских слоев.

Весьма интересен факт, сообщенный Н. С. Шатским. Им под сланцами мэотического яруса была встречена толща, выраженная то глинами с прослоями сланцев, мергелей, иногда песчаников, гравия и вулканического пепла, то мощными (до 700 м) песчаниками и конгломератами с прослоями глин. Толща эта охарактеризована верхнесарматской фауной. Она очень изменчива в мощности и местами залегает несогласно на подстилающих породах (спириалисовых слоях, майкопской свите и др.). Таким образом, в Кабристане мы отмечаем существенные фациальные изменения в горизонтах верхнего сармата.

Согласно схеме В. П. Ренгартена для эпохи среднего и верхнего миоцена предусматривается смена чокракского трансгрессивного движения регрессивным в нижнесарматское время, вновь трансгрессивным в среднем сармате, опять регрессивным в верхнем сармате. Затем наступает время проявления аттической орогенной фазы и последующей трансгрессии мэотического моря.

Описанная выше толща миоценовых образований, начиная от условных караганских слоев и кончая верхним сарматом, не

дает конкретных возможностей для выделения указанных трансгрессивных и регрессивных движений. Однако смена глинистых образований песчаными, относительно грубоструктурными в верхней части сармата, указывает на регрессию верхнесарматского моря.

Вместе с тем нельзя не забывать фактов местного несогласного перекрытия верхнесарматскими песками и конгломератами различных горизонтов как чокракско-спириалисовых слоев, так и майкопской свиты. Эти данные свидетельствуют о начале проявления орогенной фазы, нарушившей нормальные стратиграфические соотношения свит.

Ярче всего регрессия верхнесарматского моря прослеживается в разрезах миоцена в Кизилбурунском и Дивичинском районах западного побережья Каспийского моря. Там однообразная толща серо-бурых, подчас сланцеватых глин сармата переходит кверху в серию перемежающихся глин, песков, брекчиевидных и детритусовых известняков с *Mastra bulgarica Toula* и *Mastra caspia Eichw.* Эта серия явно прибрежного, мелководного габитуса. Выше располагаются непосредственно уже понтические слои. Таким образом, в этих районах регрессия была длительной.

Что же касается проявления аттической орогенной фазы, то оно представляется очевидным. Мэотические слои в Кабристане в своем основании содержат, как указано выше, гори онт брекчиевидных конгломератов с валунами размытых, подстилающих слоев миоцена и несогласно перекрывают дислоцированные подстилающие слои. Кроме того, этим самым доказывается и проявление в мэотическое время в Кабристане очередного трансгрессивного движения.

В пределах Кабристана и Шемахинском районе в добавление к схеме В. П. Ренгартена следует отметить проявление весьма резко сказавшейся допонтической орогенной фазы. Ракшечные известняки, конгломераты и глины понтического яруса с отчетливым несогласием перекрывают размытые поверхности подстилающих слоев до меловых включительно, слагая в большинстве случаев (бассейн р. Козлы-чай и др.) водоразделы между реками.

Начало века продуктивной толщи, вне зависимости от того, как подходить к генезису этой своеобразной, колоссально мощной песчано-глинистой серии осадков, знаменуется значительной регрессией моря. К этому же времени приурочивается проявление также крупной и резко отчетливой орогенной фазы, получившей, по предложению А. П. Герасимова, наименование восточно-кавказской.

Регрессия моря в эпоху образования продуктивной толщи сменяется весьма крупной, широко распространившейся в юго-восточной части СССР акчагыльской трансгрессией. Проявление акчагыльской трансгрессии отмечено несогласием с нижележащими слоями как на Апшеронском полуострове (Д. В. Голубятников), так и в Кабристане (Н. С. Шатский и др.).

В ряде районов рассматриваемой области юго-восточного Кавказа мы не можем определенно указать на бывшее существование Ронской орогенной фазы на грани акчагыльской и апшеронской эпох. В большинстве случаев (Апшеронский полуостров, Северный Кабристан, Дивичинский район) мы констатируем отсутствие угловых несогласий. Только немногочисленные наблюдения в центральном Кабристане (И. И. Муллаев) о несогласном залегании апшеронских и акчагыльских слоев могут быть отмечены как слабые отзвуки этой достаточно резко проявившейся на северо-восточном Кавказе орогенной фазы.

Гораздо отчетливее проявление на юго-восточном погружении Кавказского хребта следующей валашской орогенной фазы. Всюду отмечается резкое несогласие и трансгрессивное залегание террас бакинского яруса на самых различных по возрасту геологических образованиях.

Последующая эпоха четвертичного периода по мнению В. П. Ренгартена (117) хотя и знаменуется целым рядом легких смещений, сбросов и пологих складок в прибрежно-морских и континентальных отложениях этого периода, все же по эффективности проявления орогенных сил не дает возможности говорить о новой, самостоятельной орогенной фазе.

С этим положением вряд ли можно согласиться, поскольку отложения террас бакинского яруса являются в большинстве случаев довольно интенсивно дислоцированными.

Такие факты наблюдаются как на Апшеронском полуострове и Кабристане, так и в Прикаспийском (Кизилбурунском) районе. С другой стороны, заметная нарушенность в залегании всех более поздних древне-каспийских террас представляет исключение. Поэтому для выделения послебакинской орогенной фазы основания, как будто бы, имеются.

Слабость проявления орогенных сил в четвертичное время значительно компенсируется мощными эпейрогеническими движениями. Ступенчатое залегание древне-каспийских террас, из которых бакинская—наиболее древняя, доходит до абсолютной высоты 400 м и даже более (Северный Кабристан), при залегании в других пунктах (Апшеронский полуостров) на различной высоте от 25 до 280 м, указывает на непрекращающееся действие эпейрогенических сил, сил мощного поднятия Кавказского хребта в области его юго-восточного окончания.

Подытоживая изложенное о хронологии тектонических фаз в третичную и послетретичную эпохи, мы можем свести наши заключения в виде таблицы 3.

В дополнение к схеме В. П. Ренгартена мы вносим новые данные о проявлении верхнесарматской орогенной фазы, наблюдавшейся Н. С. Шатским, затем весьма отчетливой и резкой допонтической и, наконец, послебакинской. Однако, нельзя не подчеркнуть закономерность схемы В. П. Ренгартена в пределах юго-восточного погружения Кавказского хребта для кайнозойской эры, подобно тому, как это было констатировано выше для мезозойской.

Хронологическая таблица орогенных фаз третичной и четвертичной эпох на юго-восточном Кавказе

Наименование свит	Орогенические фазы	Проявление
Ильхидагская, верхнемеловая свита	Ларамийская	-----
Сумгаитская свита		~~~~~
Коунская свита нижн. отд.		-----
"    "    средн. отд.	Пиренейская	-----
"    "    верхн. отд.		~~~~~
Майкопская свита		-----
Чокракско-спиралисовые слои	Штирийская или Савинская	~~~~~
Коньский и Караганский горизонты		-----
Сармат нижний	Верхнесарматская	-----
Сармат средний		~~~~~
Сармат верхний		-----
Меотические слои	Допонтическая	~~~~~
Понтический ярус		-----
Продуктивная толща	Восточно-Кавказская	~~~~~
Ачкагальский ярус		-----
Апшеронский ярус	Ронская	~~~~~ ?
Бакинский ярус	Послебакинская	~~~~~
Древнекаспийские террасы		-----

## ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЕТЕНТНОСТИ СВИТ

Компетентными пластами или свитами, по определению американских авторов (Уиллис Б. и Р., Лейт и др.), называются обладающие способностью при тангенциальном давлении преодолевать в образующихся антиклинальных сводах силу тяжести как собственного веса, так и всех вышележащих возможно некомпетентных пластов и свит. Наоборот, в прогибах синклиналей компетентные пласты должны обладать крепостью и силой для вытеснения материала, расположенного ниже.

Естественно, что компетентные пласты обладают нижеследующими присущими им свойствами: 1) силой сопротивления срезыванию, 2) способностью последующей цементации (закрыванию) разломов и трещин и 3) отсутствием гибкости или пластичности. Наоборот, некомпетентные пласты отличаются: 1) отсутствием достаточной силы сцепления, 2) отсутствием цементирующей способности и 3) гибкостью.

В разрезе этих требований наиболее крепкой и компетентной из осадочных пород являются известняки. Сопротивление на раздавливание в известняках колеблется в пределах от 700 до 1900  $кг/см^2$ . Все повреждения в виде разломов, трещин и т. д. известняк быстро восстанавливает — растворимое вещество самой породы цементирует разлом и часто сцементированная часть по крепости превышает основную породу. Известняк не легко поддается изгибанию, причем образует крупные и пологие складки, которые приспособляются к равномерно распределенному давлению и, следовательно, распределяют деформацию малыми величинами через всю массу.

Песчаник, несмотря на то, что обладает высокой жесткостью, обнаруживает слабость после излома. Крепость его достигает в среднем 0,8 крепости известняка. Отсутствует цементирующая способность восстанавливать повреждения. При сжатии песчаник, изгибаясь, скоро ломается и часто неправильно срезывается. Кроме того, песчаники обладают в сравнении с известняками относительно меньшей мощностью.

Сланцы и глины в отношении компетентности зависят от их литологического состава. Так, песчаные сланцы хрупки подобно песчаникам. С другой стороны, глинистые сланцы вязки и пластичны. Известковистые сланцы и мергеля, в зависимости от карбонатности, приближаются к известнякам и обладают к тому же способностью цементирования повреждений. Однако все сланцы не имеют достаточной крепости для того, чтобы преодолеть слабость, вызываемую гибкостью, происходящей от тонкой слоистости.

В итоге, следуя Б. и Р. Уиллис (120) „определяя складчатость в смысле относительной компетентности, мы можем считать массивные толщи известняков наиболее компетентными при определении крупных структур, песчаники — обладающие

местной компетенцией в меньших складках, но склонными к излому, и глинистые сланцы—некомпетентными”.

Следует заметить, что природные условия, сопровождаемые переходами последних и т. д., конечно усложняют указанную схему компетентности пластов. Но вместе с тем в целом эта схема может быть признана действительной в механическом оформлении областей складчатых структур.

Посмотрим теперь, как на основе высказанных положений можно охарактеризовать компетентность геологических образований, развитых на юго-восточном погружении Кавказского хребта.

В отношении юрских образований следует еще раз подчеркнуть недостаточность изученности разреза. Однако общая оценка может быть дана в том виде, что отложения юры, выраженные главным образом (нижняя и средняя юра) глинистыми сланцами, представляют собой комплекс пород малой компетентности. Конечно исключением являются мощные титонские известняки, принадлежащие к категории пород повышенной компетентности.

И действительно, титонские известняки образуют чрезвычайно мощные складки, относительно слабо изогнутые и пологие, но поражающие своими масштабами. К таковым структурам относятся, например, синклиналь г. Чирак-Кала (правда, возможно испытывавшая в своей массе горизонтальное перемещение) и затем складчатость этих известняков в верховьях рек Куба-чай, Бельбеляк-чай и др. Складки этих мест протягиваются на многие километры в длину и характеризуются большими (3—5 км) пролетами сводов.

Таким образом титонские известняки вполне отвечают по своей высокой компетентности тем требованиям, которые предусматриваются для известняков градацией Б. и Р. Уиллис.

Выше располагается уже меловая толща пород. Рассматривая ее в целом, можно прийти к выводу, что она значительно отличается от юрского разреза в сторону большей компетентности своих компонентов, причем нижнемеловые слои уступают в этом отношении верхнемеловым. Проследим последовательно все свиты снизу вверх.

Халтанская свита (валанжин-готерив) представлена, как мы видели, или толщей известковистых песчаников, или мергелистыми глинами, перемежающимися с пачками светлых известняков. Как в том, так и в другом случае мы находим в составе свиты горизонты достаточной компетентности. Известковистые песчаники образуют мощные антиклинальные структуры (хребет Каджа, клюза Хата дере и др.), также и фация перемежающихся пачек известняков и мергелистых глин служит основой таких структур, как антиклинальное поднятие г. Бай-Багым, антиклиналь по р. Кеш-чай, пологая синклиналь близ с. Уга и с. Чарах и т. д.

Однако следует отметить, что образования халтанской свиты обнаруживают склонность к образованию многочисленных изломов (особенно фация песчаников) и скалыванию в виде крупных

разрывов с значительным смещением (взбросами) крыльев структур. Таковы, например, условия, вызвавшие так называемую Халтанскую термальную линию, относящуюся к категории взбросов или крутопадающих надвигов. В менее крупном масштабе таков же характер дислокации и в антиклинальном поднятии г. Бай-Багым, где северо-восточное крыло, сложенное породами халтанской свиты, несколько перекрыло юго-западное, ложась на нижние горизонты толщи серых глин баррема. Таким образом породы халтанской свиты предпочтительнее относить к средней категории в отношении компетентности.

Образования баррема и нижней половины апта, характеризующиеся мощной глинистой толщей, принадлежат к некомпетентным породам. Им присущи вторичные структуры межпластовой складчатости, перемятости и пережатости и образование так называемых тектонических брекчий, но все это в умеренном масштабе.

Верхняя половина апта характеризуется резким колебанием компетентности своих горизонтов. Так, глинисто-мергелистые серии отвечают категории некомпетентных пластов, тогда как конгломератовидные известняки известковистые песчаники среднего горизонта, достигающие нескольких десятков метров мощности, подчас служат скелетом нижнемеловых структур. Рельефно выступает значимость горизонта конгломератовидных (брекчиевидных) известняков в строении спокойных и весьма крупных синклиналей, наблюдаемых в бассейне р. Гильгин-чай и р. Ата-чай (Даразаратская синклиналь, синклиналь Верхние Кущи).

Толща верхнего мела еще в большей степени характеризуется преобладанием компетентных горизонтов или свит над некомпетентными.

Подкемчинская свита в своем составе содержит известковистые песчаники и мергеля, которые занимают преимущественное положение, в сравнении с глинами, развитыми в верхней части разреза. Поэтому подкемчинскую свиту можно отнести к категории отложений, обладающих средней компетентностью.

Определенно повышено компетентной, определяющей в значительной степени пластику погружающегося хребта, является следующая кверху свита Кемчи. Мощная серия преобладающих известняков и известковистых песчаников служит хорошим каркасом верхнемеловых тектонических структур. В этом отношении свита Кемчи может быть сравнена с титонскими известняками.

Но вот следующая, юнусдагская, свита обнаруживает резко обратные черты и свойства сопротивляемости. Ей присущи чрезвычайно большие колебания мощности чисто тектонического порядка, перемятость, вторичная мелкая складчатость, межпластовое образование тектонической брекчии, достигающей в своем развитии высшего предела. Хорошими иллюстрациями может служить фиг. 2 и 3.

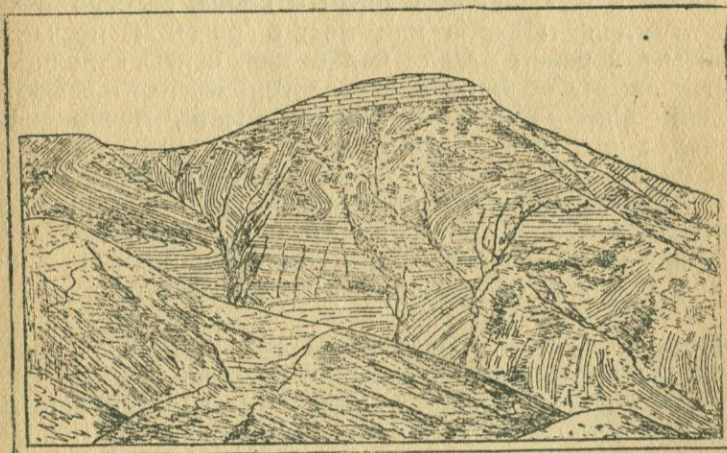
Фиг. 2 иллюстрирует мелкую вторичную межпластовую складчатость в одном из обнажений р. Кенды, фиг. 3—вид на



фиг. 2

Обнажение перемятых в мелкую межпластовую складчатость пород юнусагской свиты на р. Кенде (Северный Кабристан)

г. Турба. Поэтому юнусагская свита принадлежит к числу некомпетентных.



фиг. 3

Общий вид на г. Турба. Видно, как слои юнусагской свиты образуют интенсивную вторичную межпластовую складчатость

Ильхидагская свита по признакам сопротивляемости разбивается на две части: нижнюю, отвечающую толще мергелей нижнего отдела, и верхнюю, характеризующуюся преобладанием песчаных известняков и микроконгломератов.

Наблюдения в Северном Кабристане показывают, что нижний мергелистый отдел ильхидагской свиты относится к числу свит средней компетентности. Мергеля нижнего отдела в противоположность юнусдагским глинам выдерживают в большинстве случаев порядок и мощность наслоений.

Верхний известняковый отдел, по преобладающему значению известняков и микроконгломератов, имеет большую компетентность, хотя и уступающую свите Кемчи. Такие антиклинальные структуры, как г. Тува, г. Кубля-даг, г. Ах-бурун и др., обусловлены жесткостью и вместе с тем упругостью верхнеильхидагских известняков.

Таким образом, в мощной толще меловых образований преимущественное положение занимают серии пластов средней и высокой компетентности. Отсюда определяется то серьезное и важное значение, какое имеют меловые слои в пластике мощных складчатых структур на юго-восточном погружении Кавказского хребта.

Весь палеоген и в значительной степени неоген характеризуются породами мало компетентными, весьма пластичными и податливыми.

Так, в толще палеогена, т. е. в разрезах сумгаитской, коунской и майкопской свит, выраженных мощным развитием сланцев и глин, мы не находим опорных, крепких прослоев, могущих служить скелетом самостоятельной крупной складчатости.

Те прослои песчаников в верхнем коуне, рыхлые песчаники в нижнем отделе майкопа или местно развитые песчаниковые горизонты в верхнем отделе майкопской свиты, конечно, в счет не идут. Поэтому образования палеогеновых свит являются выразителями пластики, обусловленной иными, механически гораздо более крепкими свитами.

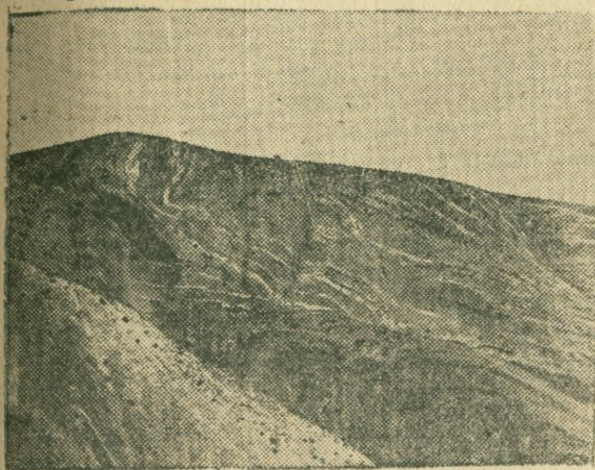
Этот подчиненный в тектонике характер палеогеновых свит находит свое выражение в образовании тектонической брекчии, перематости и пережатости пластов и т. д. (фиг. 4).

Заслуживают внимания факты превращения тектонической брекчии в брекчию оползания, особенно в Центральном Кабристане.

Глинисто-сланцевые массы палеогена настолько пластичны, что буквально выжимаются, подобно клею из тюбика, через так называемые ядра протыкания и дают начало своеобразным „тектоническим“ оползням, перемещению брекчии в пониженные места рельефа. Такие факты, ярко убедительные, изучал в летнем периоде полевых работ 1931 г. М. И. Цибику к юго-западу от Чеила в Центральном Кабристане. Более подробно этих фактов мы коснемся ниже при освещении тектоники этого района. Здесь же подчеркивается исключительная пластичность и, если так можно выразиться, „тектоническая“ подчиненность палеогеновых свит.

Неоген в общем обладает несколько большей компетентностью, хотя для полного применения этого понятия, конечно,

очень далеко. Так, в спириалисовых слоях некоторой долей сопротивляемости обладают прослои доломитизированных мергелей, однако недостаточно мощных для самостоятельного создания складчатых структур. В вышележащей толще диатомовых слоев (караганские слои, конкский горизонт, сармат и мезотические слои) также нет опорных, крепких прослоев. Наблюдаем лишь местные участки развития известняков или приближающихся к ним мергелей.



фиг. 4

Обнажение перемятых пород сумгаитской свиты в одном из оврагов бассейна р. Гядысу (Северный Кабристан)

Несомненно более активна в строении складок толща понтических известняков в Северном Кабристане и Шемахинском районе. Наоборот, в пределах Апшеронского полуострова, где понт развит в глинистой фации, он существенной роли не играет.

Некоторые песчаниковые горизонты мощнейшей продуктивной толщи, повидимому, могут быть отнесены к категории средней компетентности. Поэтому (особенно на Апшеронском полуострове) продуктивную толщу в целом скорее можно отнести к числу более или менее активных образований.

Акчагальские глинистые отложения, равно как и нижний отдел апшеронского яруса, характеризуют собой комплекс некомпетентных пород, но в то же время акчагылу, фациально переходящему в Шемахинском и Маразинском районах в раковинные известняки, там свойственны признаки достаточно высокой компетентности. В пластике синклинальных плато Гездек, Кергез, Бакинская мульда и в спокойных складчатых структурах восточной половины Апшеронского полуострова (Сураханы, Кала и др.) существенна роль мощных апшеронских раковинных известняков.

Все последующие террасовые образования Древнего Каспия мало участвуют и тем более обуславливают тектонику рассматриваемой области.

Подытоживая сказанное о компетентности мезозойских и третичных свит юго-восточного Кавказа, мы находим полезным свети наши заключения в таблицу 4.

Характеристика компетентности мезозойских и третичных свит юго-восточного Кавказа

Системы	Отделы	Название ярусов и свит	Характеристика компетентности	Примечание
Юрская		Нижняя юра . . . . .	□	
		Средняя юра . . . . .	□	
		Верхняя юра (титон) . . . . .	■	
Меловая	Нижний	Валанжин-готерив . . . . .	●	
		Баррем-апт . . . . .	□	
		Апт . . . . .	●	
	Верхний	Подкемчинская свита . . . . .	●	
		Свита Кемчи . . . . .	■	
		Юнусдагская свита . . . . .	□	
		Ильхидагская свита (ниж. отд.)	●	
		Ильхидагская свита (верхн.от.)	■	
Третичная	Палеоген	Сумгаитская свита . . . . .	□	
		Коунская свита . . . . .	□	
		Майкопская свита . . . . .	□	
	Миоцен	Чокракско-спириалисов. слои	□	
		Караганские слои . . . . .	□	
		Конкский горизонт . . . . .	□	
		Сарматский ярус . . . . .	□	
		Мэотические слои . . . . .	□	
	Плиоцен	Понтический ярус . . . . .	□ ■	Некомпетентен на Апшероне, компетентен в Шемахинском районе
		Продуктивная толща . . . . .	●	
		Акчагыльский ярус . . . . .	□ ■	Некомпетентен на Апшероне, компетентен в Шемахинском районе
		Апшерон (нижн. отд.) . . . . .	□	
		Апшерон (средн. и верхн. отд.)	■	
Обозначения		□ — некомпетентная свита		
		■ — компетентная свита		
		● — свита средней компетентности		

В таблице рельефно выступает та доминирующая роль, которую играют меловые и, главным образом, верхнемеловые слои в тектонике юго-восточного погружения Кавказа. Также и в верхней юре (титоне) мы находим мощный комплекс высококомпетентных пород. Действительно указанные образования существенно оформляют складчатость погружающегося хребта, образуя, как это и подобает компетентным породам, крупные антиклинальные и синклиналильные структуры, характеризующиеся как большим протяжением осей, так и шириной пролетов сводов. Эти структуры отличаются величавостью и спокойствием форм, они плавно сменяют друг друга.

Наоборот, третичная складчатость—это символ перепутанности, относительно мелкого масштаба и вместе с тем чрезвычайной сложности структур. Выжимание свит, перемятость и пережатость пластов, многочисленные перебросы крыльев, опрокинутые складки—все это присуще третичной складчатости Кавказа и даже Апшеронского полуострова. И только там, где в строении складок начинают принимать участие понтические известняки (Шемахинский район) или верхнеапшеронские известняковые толщи (Апшеронский полуостров), там мы наблюдаем стремление к формированию крупных и сравнительно спокойных складок. Вот это резкое отличие в компетентности меловых и третичных образований и послужило решающим фактором в оформлении складчатой тектоники юго-восточного Кавказа.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

В пределах области юго-восточного погружения Кавказского хребта по характеру и особенностям своих структур выделяются несколько районов или зон. Выделение этих зон находится в функциональной зависимости от тех геологических образований, которые развиты в той или иной зоне и, что равнозначно, от их механической сопротивляемости.

Исходя из таких признаков, естественно в первую очередь рассмотреть зону мезозойской складчатости, зону погружающегося Главного хребта. Затем последовательно выделяется полоса третичной складчатости, вдоль берега Каспийского побережья северного склона хребта, тектонически ненормально сопряженная с породами нижнего мела и юры. Дальше следует Северный Кавказ, в складчатых структурах которого принимают живое участие породы верхнего мела и палеогена. Наконец, зонами складчатости более юных геологических образований—миоцена и плиоцена—являются Апшеронский полуостров, Центральный и Южный Кавказ.

### ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Географически в зону Главного хребта включается область, расположенная к востоку от меридиана г. Баба-даг до Апшеронского полуострова, охватывающая распространение мезозойских образований.

Как известно, эта область была изучена в начале текущего столетия К. И. Богдановичем (31, 32). Работа названного исследователя, произведенная в порядке маршрутной с'емки, естественно, не могла вскрыть всей совокупности тектонических явлений и поэтому нуждается в дополнениях.

Только лишь в 1929—30 г.г. область Системы Дибрара вновь вступила в стадию геологических исследований, сплошного картирования, в относительно крупном масштабе. Поэтому в отношении западной части зоны, незахваченной пока указанными исследованиями, там, где развитие имеют самые нижние горизонты мела и юрские отложения, мы в наших описаниях тектонических структур будем в основном следовать К. И. Богдановичу, а в отношении восточной (район г. Дибрар и к востоку от него)—тем наблюдениям, которые были получены в последние годы работ.

Для характеристики тектонических соотношений западной части описываемой зоны весьма показательно пересечение хребта по линии г. Череке, г. Баба-даг и г. Коб, изображенное К. И. Богдановичем в виде разреза VI таблицы 2 (фиг. 7\*).

Анализируя указанный разрез, нетрудно видеть, что складчатость этих мест сводится к наличию немногих, но весьма крупных структур. Только лишь в полосе развития юрских сланцев мы наблюдаем интенсивное развитие мелкой и сложной складчатости, вполне отвечающей механическим свойствам сланцевой толщи. Идя с севера на юг в этом разрезе, мы отмечаем ненормальное сопряжение третичной толщи с титонскими известняками, слагающими высоты г. Череке. Известняки образуют мощную и спокойную с пологими крыльями антиклинальную складку. Складка эта сменяется еще более широкой синклиналью, выполненной породами какнижного, так и, весьма вероятно, верхнего мела.

Несколько южнее с. Рюк появляются породы средней и нижней юры (песчаники и сланцы Хиналуга и сланцы Главного хребта). Как уже отмечалось, этим породам свойственна мелкая, но весьма сложная складчатость, перемятость слоев и развитие ясно выраженного кливажа. В полосе юрских сланцев и песчаников наблюдается несколько разрывов и дислокаций надвигового типа, причем ориентировка этих надвигов в южном направлении. Ширина полосы юрских образований около 12 км. Они сменяются массивом песчаников, мергелей и конгломератов г. Баба даг, принадлежащих по возрасту к халтанской свите. По данным К. И. Богдановича эти породы сложены в весьма крупную и опрокинутую на юг антиклинальную складку, вследствие чего у г. Коб наблюдается непосредственное залегание древних свит нижнего мела на более молодых верхнемелового возраста.

Близ с. Ваша наблюдается новое антиклинальное поднятие, образованное уже породами баррема и апта. Таково в самых кратких чертах описание пересечения Кавказского хребта в этой части рассматриваемой зоны.

\* Фиг. 5, 6, 7, 8, 9 и 10 см. в конце книги

Таким образом для этих мест свойственны крупные складчатые структуры, обусловленные развитием пород верхней юры и мела, и мелкая, сложная складчатость в полосе развития сланцевой толщи средней и нижней юры. Как уже отмечалось, осложняющими факторами относительно простых тектонических соотношений следует считать разрывы и надвиги, зарегистрированные в ряде мест.

Нарушения надвигового типа в этой части Кавказа отмечают неоднократно К. И. Богдановичем. Крупный надвиг белемнитовой свиты апта на отложениях верхнего мела Лагической системы отчетливо виден между г. Баба-даг и г. Коб-даг, в пределах описанного выше пересечения. Ориентировка этого надвига — на юг. Затем, к северо-западу от г. Баба-даг, нижнеюрские сланцы Главного хребта, заходя уже на главный водораздел, залегают в опрокинутом положении на породах халтанской свиты (валанжин-готерив) южного склона хребта. Этот факт проиллюстрирован К. И. Богдановичем на разрезе VII таблицы 2.

Нельзя обойти молчанием появление вновь на южном склоне хребта нижнеюрских сланцев между с. Вандом и с. Куткашен. Оно обуславливается развитием, повидимому, уже весьма крупных горизонтальных перемещений.

К числу надвигов (правда, крутопадающих) следует отнести разрыв свода и надвиг северного крыла на южное в пределах мощного антиклинального поднятия, образованного слоями халтанской свиты на хребте Койтар-Каджа. Этот разрыв издавна известен выходами горячих серных вод близ с. Халтан.

Также показателен для характеристики тектонических соотношений рассматриваемой зоны следующий профиль, представляющий пересечение Главного хребта по линии г. Чирак-Кала, г. Дибрар, с Астраханка и гор. Шемаха.

Изучение этого профиля также, как и в первом случае, приводит нас к выводу, что центральная часть хребта, занятая складчатостью мезозойских образований, обнаруживает элементы относительно спокойного строения. Лишь на южном склоне хребта, в районе г. Шемахи, мы находим отзвуки осложненной складчатости палеогена и захваченных совместно самых верхних горизонтов мела, столь свойственной Северному Кабристану и более восточным частям рассматриваемой зоны, там, где она приближается уже к Апшеронскому полуострову. Также существенный интерес вызывает район, непосредственно тяготеющий к высотам г. Чирак-Кала. Там среди широкой полосы мощного развития серых глин баррема, собранных в несколько складок, мы находим перекрывающее их пятно известняков титона, окаймленное с юга шлейфом глыбовых конгломератов и брекчиевидных известняков халтанской свиты. На природе этого тектонического явления мы остановимся несколько ниже (фиг. 5).

Итак, профиль 1 рисует нам следующую картину. Перемещаясь последовательно по нему на юго-запад, мы наблюдаем ненормаль-

ное сопряжение третичных и нижнемеловых образований, разобщенных линией разрыва надвигового характера. За этой линией разрыва, как это красочно рисуют обнаженные берега р. Гильгин-чай, располагается широкая полоса, занятая толщей серых глин баррема. Эти глины образуют ряд некрупных относительно несложных складок, переходящих южнее в солидную и исключительно пологую синклинали, по размытому своду которой протекает р. Гильгин-чай, сменившая меридианальное направление почти на широтное.

Перекрывая складки серых глин баррема, тектонически резко несогласно ложатся известняки титона, слагающие в виде мощной и спокойной брахиантиклинали известняковые высоты г. Чирак-Кала. Эта структура, как уже упоминалось, с южной стороны опоясана широкой каймой глыбовых конгломератов и брекчиевидных известняков халтанской свиты, образовавшихся в процессе разрушения титонских известняков и тут же отложившихся. Поэтому шлейф этих конгломератов и брекчиевидных известняков тектонически образует одно структурное построение вместе с титонскими известняками, будучи совместно *en masse* надвинутыми на складчатость серых глин баррема, или наоборот, послужив покрывкой, под которую более податливые глины нижнемелового разреза, испытывая мощное тангенциальное давление, подошвились и сгофрировались в цепь более мелких волн-складок.

Последующие процессы разрушения уничтожили непрерывность в протяжении пластов, слагающих известняковый массив г. Чирак-Кала, и тем самым не дают возможности установить корни этого покрова. Но при всем этом нет причин сомневаться в значительности горизонтального перемещения слоев, вполне отвечающего нашим представлениям о надвигах типа покровов.

Перейдя на правый берег р. Гильгин-чай, совершая постепенный подъем по северным склонам Дибрара, мы пересекаем сначала тектонически слабоявленную синклинали, сложенную брекчиевидными известняками и конгломератами белемнитовой серии апта, и затем вступаем в пределы развития пород халтанской свиты.

Халтанская свита, представленная здесь своими верхними горизонтами, т. е. частой перемежаемостью песчанистых известняков, известняковых микроконгломератов, синеватых мергелей и представляющая поэтому довольно крепкий каркас, образует весьма крупную, но опрокинутую на юго-запад антиклинали, участвуя своим южным крылом в строении серьезного разрыва. Этот разрыв нами отмечался выше, когда мы говорили о крутопадающем надвиге северного крыла на южное в пределах мощного антиклиналиного поднятия халтанских слоев на хребте Койтар-Каджа. Иначе говоря, на профиле 1 мы констатируем продолжение весьма крупной линии разрыва и надвига, известной под названием Халтанской термальной линии.

Таким образом, опрокинутая антиклиналь халтанских слоев надвинута на северо-восточное крыло широкой Зурабкендской синклинали, в ядре которой по линии нашего профиля мы впервые встречаем верхнемеловые породы свиты Кемчи. Эта синклиналь представляет собой весьма спокойную структуру, отделенную от следующей к югу такой же по форме синклинальной складки крутобокой и в ядре своем осложненной перемятостью слоев антиклиналью.

Еще более пережата антиклиналь, расположенная у подножья северного склона г. Дибрар. Подобно предыдущей, в ее ядре мы находим перемятые глины белемнитовой глинистой серии апта. Как к северо-западу, так и к юго-востоку от линии профиля в ядре этой складки быстро появляются серые глины баррема.

Гора Дибрар, венчающая цепь водораздельных высот хребта и воздымающаяся над уровнем моря на 2210 м, служит прекрасным примером положительной в рельефе и отрицательной в тектонике структурной формы. Представляя собой обширную брахисинклиналь, вытянутую своей длинной осью на северо-запад, она сохраняет в своем ядре наиболее юные слои мелового разреза; песчанистые известняки, микроконгломераты и мергеля орбитоидовой (ильхидагской) свиты слагают вершину г. Дибрар.

В классических разрезах южного склона г. Дибрар раскрывается в одном обнажении весь разрез меловых образований, начиная от орбитоидовых (ильхидагских) слоев и кончая серыми глинами баррема, участвующими уже в строении ядра, новой антиклинальной складки, отличающейся, подобно предыдущим, значительно большей пережатостью и крутизной углов падения, сравнительно с окружающими структурами синклинального типа.

Возвращаясь к объяснению природы, отмеченного и вкратце описанного, явления покрова титонских известняков, массива г. Чирак-Кала, надвинутого на складчатость серых глин баррема, в качестве возможных концепций, представляется возможным предполагать или значительное горизонтальное перемещение в процессе надвига известняков, поверх гофрированной в складки толщи глины или, наоборот, проявление так называемого поддвига, т. е. перемещения толщи серых глин баррема под оставшийся на месте известняковый массив. В первом случае движение известняков могло происходить лишь в направлении с юго-запада на северо-восток, направлении, обратном общему перемещению масс северного склона Кавказа, значительно поднявших образования, развитые на южном склоне хребта. Во втором случае перемещение толщи серых глин, „поддвигавшейся“ под массив г. Чирак-Кала, происходило в обратном направлении, т. е. с северо-востока на юго-запад.

Последняя концепция скорее может быть разделена нами, поскольку в наших представлениях в рассматриваемой части хребта находили проявление те же силы тангенциального давле-

ния, что и в сопредельных к северо-западу областях Кавказа. Тем более это представляется вероятным, если проследживать факты, указывающие на нарушения того же порядка—разрывы и надвиги, не раз отмеченные нами при описании приведенных пересечений хребта.

Каждый раз наблюдали мы стремление к горизонтальному перемещению и факты этого перемещения как третичных, так и меловых толщ в юго-западном направлении. Поэтому нет оснований находить объяснение тектонически ненормальному перекрытию верхнеюрскими известняками нижнемеловых глин баррема в покровном, надвиговом движении первых по поверхности вторых. Наоборот, в примере массива г. Чирак-Кала мы находим пример пока еще плохо изученного явления пологопадающего под-двига.

Следует отметить, что К. И. Богданович со свойственной ему широтой эрудиции и блестящим предвидением высказал в свое время мысль о том, что титонские известняки зоны Шах-дага, а следовательно и останца-массива г. Чирак-Кала, испытали воздействие перемещавшихся в юго-западном направлении более юных масс, в результате которого нашли проявление процессы под-двига этих масс под устойчивый покров известняков.

Конкретно К. И. Богданович говорит следующее: „Я неоднократно указывал, что в исследованной мной части юго-восточного Кавказа обнаруживаются признаки складок, опрокинутых на обе стороны; разрез VII показывает это строение довольно наглядно. Сокращение пространства, связанное с таким строением, могло происходить как за счет движения окраин под середину, так и средней части хребта на окраины. Такого рода движения могут быть связаны как с образованием лежащих складок, так и с явлениями горизонтального смещения, которое называют *Überschiebung*, *Chevauchement*; в конечном результате явлений обоого рода возникают перекрытия, т. е. *Nappes de Recouvrement* или *Nappes de Scharrriage, die Decke*. Возможно, что аутохтонными, в тесном смысле, будут перекрывающие массы; во избежание недоразумений французские геологи предлагают называть аутохтонными те складки и перемещенные части, которые не образуют перекрытия; в этом смысле я ставлю вопрос, будут ли складки известняков Шах-дагской зоны складками *en place*, что далеко нельзя считать доказанным именно для части этой зоны от Будуга до Чараха, где появляются актинокамаковые, теребратулиновые и филоцератитовые отложения Дибрарской системы“ (32).

Итак, изучение рассмотренных профилей в полном соответствии с высказанными во второй главе настоящей работы положениями о компетентности мезозойских свит, убеждает нас в принадлежности зоны Главного хребта тектонически к областям, отличительной характеристикой которых являются относительно спокойные и крупные структурные формы. Как мы видели, ши-

рокие и весьма пологие синклинали чередуются с крупными антиклинальными поднятиями. В ядрах последних выходят породы халтанской свиты и глинистой серии баррема, тогда как синклинали слагаются породами апта и более юных горизонтов мела.

Однако в целом антиклинальные поднятия занимают меньшие площади и являются тектонически более сложными, чем синклиналильные структуры. Они более узки, по сводам подчас пережаты и разорваны. Эти разрывы сопровождаются иногда явлениями крутопадающих надвигов или взбросов. К числу таких структур относится огромная по протяжению антиклиналь халтанских слоев, прослеживаемая в юго-восточном направлении по хребту Койтар-Каджа, и улавливаемая невдалеке от с. Зураб-кенд и с. Кевна-Куши (профиль 1). Эта структура сопровождается разрывом и крутопадающим надвигом северо-восточного крыла на юго-западное.

К тому же типу складок относится и Алты-агачская антиклиналь, протягивающаяся у подножья южного склона г. Дибрар, антиклиналь халтанских слоев на р. Кеш-чай, антиклиналь хребта Варафта и т. д.

Синклинали, как отмечалось, более обширны и спокойны. Вдоль северо-восточной границы рассматриваемой зоны, совпадающей с фронтом сопряжения третичных и мезозойских свит, протягивается широкая полоса чрезвычайно пологих синклиналильных структур, которые на наших достаточного отражения на приведенных профилях. Синклинали сложены породами белемнитовой серии апта, на которых лишь местами уцелели пятна мергелистой серии подкемчинской свиты.

Эта полоса включает, перемещаясь с юго-востока на северо-запад, Зоратскую брахисинклинали, Ах-Сиязанскую мульду и обширную исключительно пологую брахисинклинали, на которой расположено с. Верхние Куши.

К той же категории синклиналильных структур относится и Тегчайская складка. Она протягивается от г. Гермиан в северо-западном направлении, примерно на 30 км, обнаруживая переклиналильное замыкание слоев у с. Тег и с. Хизы.

Следующие к юго-западу цепи синклиналильных структур, столь же тектонически не сложных, отличаются появлением в их ядрах верхних горизонтов мела. Таковы, например, Фындиганская и Дибрарская синклинали с орбитоидовыми (ильхидагскими) слоями на вершинах своих высот.

Наблюдаемые разрывы и надвиги, местами нарушающие спокойствие тектонических соотношений структур, принадлежат в своем большинстве к категории крутопадающих надвигов, без больших горизонтальных перемещений. Исключениями являются перекрытие титонскими известняками складчатости глинистой серии баррема в районе г. Чирак-Кала и, повидимому, появление вновь на южном склоне хребта нижнеюрских сланцев, между с. Вандам и Куткашен. В данном случае мы имеем все осно-

вания предполагать наличие весьма значительных перемещений в горизонтальном направлении.

Спокойствие и величавость складчатости, нарушенной местами разрывами типа крутопадающих надвигов (взбросов)—такова в нескольких словах характеристика тектонических соотношений в рассматриваемой зоне развития мезозойских отложений Главного хребта.

Однако по мере погружения Главного хребта в юго-восточном направлении, уже там, где проходит пограничная полоса зоны мезозойских складок и Апшеронского полуострова, уже там, где в строении структур начинают приобретать все более существенное значение третичные образования, складки становятся мельче, начинают ветвиться, учащаются разрывы и надвиги в виде чешуй и происходит значительное усложнение структурных форм. Распространение нижнемеловых свит ограничивается узкими полосами на сводах наиболее крупных антиклинальных поднятий. Разрывы и надвиговые чешуи, ориентированные в вышеприведенных профилях строго в юго-западном направлении, теряют эту закономерность. Нередки надвиги на север и северо-восток. Крылья складок, переходящие в синклинали, становятся пережатыми, синклинали приобретают коробчатое строение, а антиклинальные поднятия принадлежат в большинстве своем к категории веерообразных структур.

Для характеристики строения складок этой восточной части рассматриваемой зоны приводится профиль 2, представляющий собой пересечение погружающегося хребта по линии раз'езда Ситал-чай, с. Зимнее Кюлюлю, с. Летнее Шельгя и г. Шахан-даг.

#### ПРИБРЕЖНАЯ ЗОНА

С северо-востока к зоне мезозойской складчатости Главного хребта тектонически ненормально прилегает широкая полоса третичных образований, прослеживаемая от р. Самур на северо-западе и до ст. Зорат на юго-востоке. Сопряжение третичных масс с мезозойскими происходит по линии крупного разрыва, свидетельствующего о проявлении надвига третичных отложений на мезозойские.

По линии указанного разрыва в непосредственное соприкосновение приходят в большей части отложения нижнего мела— апта и баррема, а еще дальше на северо-запад—известняки юры с одной стороны и майкопская свита, чокракско-спириалисовые слои—с другой. Таким образом, в результате нарушений тектонического порядка из нормальной последовательности отложений выпадают мощные глинистые толщи коунской и сумгаитской свит эоцена и весь раздел верхнего мела, насчитывающие по совокупности 2500—3000 м мощности.

Находить объяснение этому ненормальному сопряжению третичных и нижнемеловых свит в простом трансгрессивном пере-квивании первыми вторых или же в проявлении дислокации

радиального типа в виде колоссального сброса представляется маловероятным.

В отношении установления реальности предположения о трансгрессивном перекрытии чокраком или майкопом меловой складчатости северных склонов хребта следует иметь в виду, что непосредственно к югу от рассматриваемого района, в районе ст. Килязи, мы находим в естественных разрезах всю гамму нижнетретичных и верхнемеловых образований, развитых в фациях, исключающих мысль о близости берегов существовавших морей, близости границ естественного выклинивания свит.

Затем в естественных разрезах майкопской свиты и чокракско-спириалисовых слоев, представленных в Прибрежной зоне в глинистой фации, отложений, которые непосредственно перекрывают меловые слои, мы не находим абсолютно никаких указаний на трансгрессивность их залегания. Таким образом граница—несомненно тектоническая, указывающая на серьезность и значительный масштаб нарушения.

Предположение о сбросе с амплитудой вертикального смещения порядка 3000 м исключается, поскольку в свете современных представлений о структурной геологии (Уиллис и др.) в условиях складчатых горных систем столь крупные радиальные нарушения считаются невероятными.

Явления сбросовых дислокаций в данном случае могут иметь место в роли второстепенного фактора усложнения складчатости, фактора, сопутствующего и абсолютно подчиненного тангенциальным усилиям.

Лучшим же отрицанием возможности как первого, так и второго предположений и утверждением единственно существующего проявления крупного надвигового перемещения третичных масс в юго-западном направлении служит собранный фактический материал и соображения регионального порядка.

В первую очередь следует отметить, что слои третичных образований обнаруживают падения на северо-восток вполне согласно с меловыми слоями. Отчетливо наблюдается это в разрезах р. Гильгин-чай и р. Ата-чай, а также, судя по данным мелкого разведочного бурения, производившегося Б. П. Ясеныным и Е. Я. Дмитриевым, на приморской равнинной полосе от р. Ата-чай до ст. Зорат. Затем в ряде мест наблюдаются несколько впереди наблюдаемого фронта надвига отдельные пятна третичных и, главным образом, перемятых майкопских глин на меловых. Такие факты наблюдались Е. Я. Дмитриевым несколько южнее ст. Зорат и В. П. Батуриным в Кубинском районе. Эти клочки и пятна представляют, так сказать, рассеянные в процессе денудации авангардные части наступавших с северо-востока третичных масс.

С другой стороны, явления надвигового характера, перемещения третичных отложений в юго-западном направлении, в область мезозойских хребтов Кавказа для нашей зоны находят подтверждение и в региональных сопоставлениях. Надвиги и

даже покровы Черных гор и Терской области, надвиги Дагестана, непосредственно граничащего с прибрежной зоной, свидетельствуют лишней раз о закономерной вероятности распространения тех же явлений и в нашу область.

Таким образом в Прибрежной зоне третичные образования надвинуты в своей массе на отложения меловой системы, собранные в спокойные и мощные складки. По мере своего наступления, все больше и больше приближаясь к центральным и более возвышенным частям Главного хребта, третичные массы, перекрывая меловые предгорья северного склона, встречали в своем перемещении все большие трудности и препятствия движению в виде устойчивых упоров, скованных титонскими известняками и известняково-песчаниковыми образованиями халтанской свиты.

Наконец, высота и мощь одного из передовых краев, прослеживаемых от утесов Бэш-Бармак на юго-востоке в северо-западном направлении, через высоты Нардарана, Саадана, Чирак-Кала и т. д., локализовали движение наступавших масс. Его преодолеть и перевалить через него третичные образования уже не смогли.

Вместе с тем вполне естественно, что по фронту наступления третичных масс проявилось наибольшее нарушение во внешней, так сказать, предфронтальной зоне, занятой нижнемеловыми слоями. Об этом свидетельствует анализ собранных фактов, характеризующих строение вышеуказанного передового мезозойского края. Его строение, в сравнении с тектоникой описанной выше зоны Главного хребта, обнаруживает значительную сложность, сопровождаемую явлениями дополнительных разрывов и надвигов.

Тектоника третичных образований сводится к моноклиальному их залеганию, соответственно северо-восточным падениям меловых пород. Только лишь в полосе развития отложений глинисто-песчаной, синхроничной, продуктивной на Апшеронском полуострове толщ наблюдается образование весьма крупной антиклинальной складки. Складка эта прослеживается от ст. Кизил-Бурун на юго-востоке и далеко на десятки километров на северо-запад, будучи отмечена и на р. Бельбеля-чай. Вначале складка обнаруживает крутым юго-западное крыло и пологим северо-восточное, но, приближаясь к р. Туржан-чай (Дивичи-чай), крутым становится северо-восточное и пологим юго-западное крыло.

Все вышеизложенное о строении Прибрежной зоны иллюстрируется соответствующими профилями. Схема строения полосы третичных образований между р. Туржан-чай и р. Гильгин-чай по линии ст. Дивичи—г. Чирак-Кала изображена на общем профиле 1. (фиг. 5). Строение той же полосы несколько южнее, между р. Гильгин-чай и р. Ата-чай, иллюстрирует профиль 5 (фиг. 9), к юго-востоку от р. Ата-чай в районе утесов Бэш-Бармак—профиль 6 (фиг. 10).

Итак, тектоника Прибрежной зоны характеризуется значительным горизонтальным перемещением в юго-западном направлении третичных масс, перекрывших меловые предгорья северного склона хребта.

### ЗОНА СЕВЕРНОГО КАБРИСТАНА

Зона Северного Кабристана обнимает полосу сложного тектонического строения, с юга и юго-запада окаймляющую мезозойскую складчатость Главного хребта.

Бассейн р. Козлы-чай (Дженги-чай), район сел. Хильмили, район с. Астраханки, верховья р. Пирсагат территориально определяют представление о зоне Северного Кабристана.

Геологически это — область смешанной складчатости верхнемеловых и третичных преимущественно палеогеновых свит. Первые составляют ядра и срединные части антиклинальных поднятий, вторые заполняют синклинали. Сочетание тектонически устойчивых, за исключением юусдагской свиты, меловых слоев, с одной стороны, и пластичных податливых палеогеновых и миоценовых масс, с другой — определяют механически условия складчатости этой зоны в сторону усложнения структурных форм, сопровождаемого их измельчением, подобно тому, что мы наблюдали в восточной части зоны Главного хребта, где в строении погружающегося хребта все большее значение начинают приобретать третичные образования (профиль 2).

В то время как в той или иной мере компетентные верхнемеловые свиты пытаются сковывать внешние формы складок, пластичные массы палеогена, особенно в участках наибольшего напряжения, интенсивно сминаются, гофрируются, развивают ярко выраженную вторичную мелкую складчатость типа межпластовой (складки волочения и т. д.), а составляющие их породы в большинстве случаев перетерты в тектоническую брекчию с отчетливыми следами межпластового смятия в виде отполированных поверхностей и зеркал скольжения.

Северному Кабристану свойственна многочисленная ветвящаяся складчатость, мелкая по масштабу структур, но вместе с тем исключительно сложная по форме. Характерны антиклинальные поднятия веерообразного строения, опрокинутые складки, осложненные вторичными изгибами и разрывами слоев. Крылья таких складок, как правило, бывают сильно пережаты, свиты, нормально насчитывающие по несколько сот метров в мощности (майкоп, коун), оказываются утоненными до нескольких десятков метров и даже совершенно выжатыми. Как уже отмечалось, весьма часты вторичные формы дислокаций в виде складок волочения — межпластовой складчатости и т. д.

Строение разобщающих антиклинальные своды синклиналей в большинстве коробчатое. Крылья этих синклиналей, переходящие в склоны поднятий, являются пережатыми и часто вогнутыми внутрь синклинальных прогибов и даже перекрытыми крыльями складок.

Опрокидывание складок и сопровождающие это явление многочисленные разрывы, небольшие чешуйчатые, крутопадающие надвиги ориентируются в своем движении различно. То мы наблюдаем опрокидывание на юг и юго-запад, свойственное общему сдвигению масс в юго-западном направлении, то оно имеет обратное, северо-восточное, направление.

Правда, необходимо заметить, что первое направление, если брать тектонические соотношения Северного Кабристана в целом, является преобладающим.

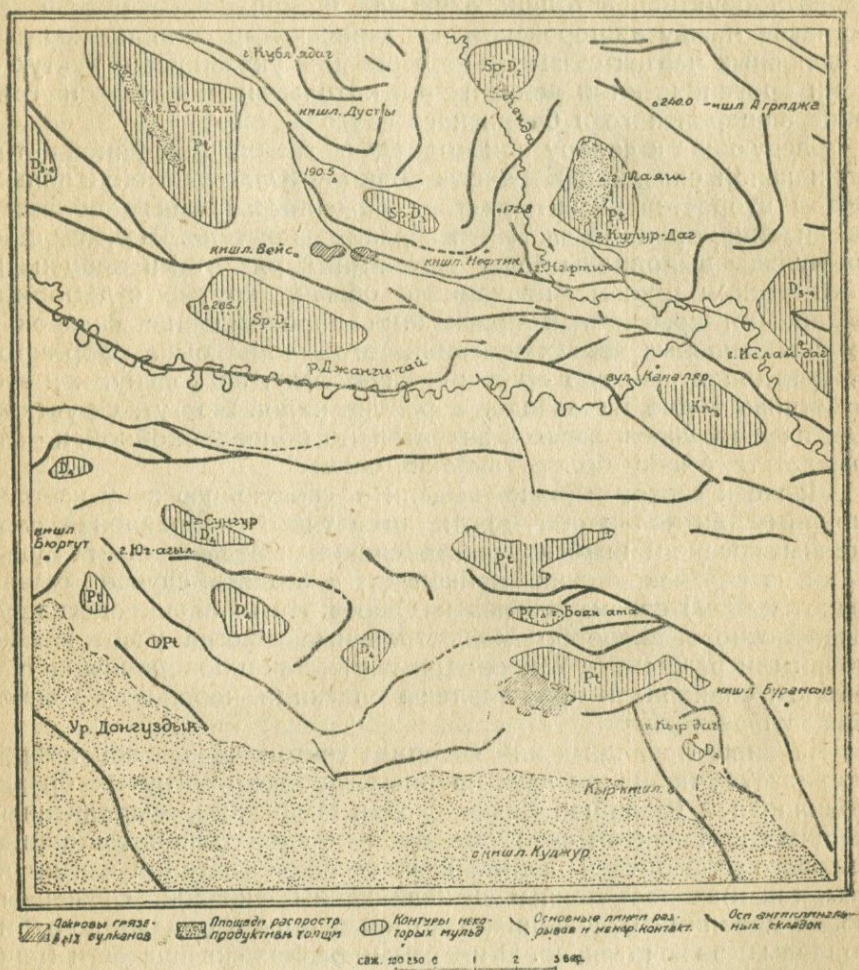
Совершенно правильно усматривает В. В. Вебер причину обратного направления общему, юго-западному, в опрокидывании складок, в различной степени глубин или размаха синклинальных прогибов смежных с ними мульд. Подобное явление в условиях дисгармонической складчатости палеогеновых свит Северного Кабристана несомненно представляется закономерным.

Действительно обращаясь к фактам мы находим многочисленные подтверждения высказанному положению. Например, в пределах планшета II-3 (Боян-Ата) Кабристанских пастбищ и более северного планшета I-3 (Кемиш-даг) наблюдается максимум опрокидывания шахан-дагской и кублядагской складок на юго-запад, в то время как межсякинская и караджузлинская антиклинали опрокинуты на северо-восток.

Опрокидывание первых двух складок на юго-запад при общей тенденции к опрокидыванию складок Северного Кабристана к югу и при наличии к юго-западу от названных складок глубоко прогнутой мульды г. Большие Сяки и р. Чикиль-чай является вполне естественным. „Опрокидывание же межсякинской антиклинали к северо-востоку, точно так же, как и опрокидывание в ту же сторону западной части караджузлинской антиклинали, приходится скорее всего связывать именно с различной степенью синклинального прогиба смежных с ними мульд. Действительно, межсякинская антиклиналь ограничена с северо-востока глубоко прогнутой большой сиякинской мульдой, тогда как с юго-запада к ней примыкает периклиналильное окончание мульды Малых Сяков, образованное породами майкопской свиты и далее на СЗ—миоценом. По отношению же к антиклинали караджузлинской в указанной ее части это переклиналильное окончание малой сиякинской мульды является более глубоко прогнутым, чем следующее к югу переклиналильное окончание мульды высоты 286,1, образованное здесь слоями верхнего коуна“ (35). Отчетливое представление о тектонике Северного Кабристана мы находим в кратком описании строения планшета II-3 (Боян-Ата), даваемом В. В. Вебером (38). Следует только заметить, что южная половина этого планшета, сложенная преимущественно породами миоцена и плиоцена, а поэтому отличающаяся по характеру своих нарушений от общих норм тектонических соотношений Северного Кабристана, находится на грани этой зоны с одной из последующих из выделяемых нами

тектонических зон, а именно, зоной Центрального и Южного Кабристана.

Проводим дословное описание В. В. Вебера. „Обращаясь к строению всего планшета, можно выделить четыре основных



фиг. 11

Схема тектоники планшета II-3 (Боян-ата) Кабристанских пастбищ (по В. В. Веберу)

тектонических зоны (полосы? М. М.), каждая из которых характеризуется своеобразными формами тектоники (фиг. 11).

Именно южная из указанных зон, сложенная породами продуктивной толщи и вышележащих горизонтов плиоцена, отличается сравнительно спокойным залеганием этих слоев, которые несогласно перекрывают более древние отложения, в некоторых случаях являясь как бы прислоненными к последним. Здесь можно

выделить два поднятия—антиклиналь донгуздыкскую на западе, и антиклиналь Кыр-кишлака на востоке, разделенные обширной мульдой кишл. Куджур. Принимая во внимание согласное (или во всяком случае без видимых угловых несогласий) напластование слоев продуктивной толщи, акчагыла и апшерона и резкое несогласие между апшеронским и бакинским ярусами, приходится в основных чертах связывать образование указанных структур с теми орогеническими движениями, которые имели место на границе апшеронского и бакинского ярусов.

Следующая к северу зона определяется одной крупной антиклинальной складкой (Бурансыз-Боян-ата-Ючагыльской) и целым рядом второстепенных поднятий, сложенных, главным образом, средиземноморскими слоями и верхами палеогена. Разделяющие их мульды выполнены более верхними горизонтами миоцена и понтическим ярусом. Антиклинали обычно крутые с деформированными крыльями и признаками опрокидывания складок к югу. В основных чертах тектоника этой зоны была сформирована в допонтическую орогеническую фазу, поскольку, как это отчетливо видно на западе, в районе кишл. Бюргут, структура понтических слоев, являясь значительно более спокойной, не отражает тектонику более глубоких слоев.

Далее к северу можно выделить следующую зону из трех крупных антиклиналей почти широтного направления, сложенных средне и нижнекоунскими слоями и разделенными мульдами из верхнекоунских, майкопских и в одном случае (мульда высоты 286,7) средиземноморских слоев. Антиклинали здесь крутые, в основе веерообразно построенные, иногда усложненные крупными разрывами как продольными, так и поперечными. Наоборот, синклинали представлены плоскими, коробчатого сечения мульдами.

Наконец, последняя или северная тектоническая зона, характеризуется наличием двух крупных глубоко прогнутых брахисинклиналей (Большой Сиякинской и Маяшской), выполненных мощным комплексом слоев от продуктивной толщи до спирялисового горизонта и окаймленных сложной системой как крупных, так и второстепенных антиклинальных складок, сложенных более древними отложениями до ильхидагских (и даже до орбитовых) включительно. Этим самым размах складчатости (плиоцен—верхи мела) в рассматриваемой зоне является максимальным для всего исследованного района, что соответствующим образом отражается на специфических особенностях строения данной части планшета“.

Итак, строение восточной, соседней с Апшеронским полуостровом, части рассматриваемой зоны Северного Кабристана освещено приведенным описанием тектоники планшета II-3 (Боян-ата) и может быть дополнительно проиллюстрировано профилем 4 (фиг. 8), представляющим пересечение с севера на юг названного планшета. К тому же характеризовать тектонические соотношения нашей области может и южная часть приведенного

выше профиля 3. Для западной части зоны Северного Кавказа (район с. Астраханки) может служить иллюстрацией профиль 1 в соответствующем интервале (р. Чикиль-чай—р. Пирсагат).

### ЗОНА АПСХОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Тектоника Апшеронского полуострова находится в полном соответствии с известным заключением Зюсса, гласящим о том, что «в краевых зонах хребтов и на оконечностях последних развивается ряд мелких складок, среди которых ветвистые складки (пучки складок) играют не последнюю роль». Как правило, складки иногда лишь тянутся долгое время параллельно друг другу, чаще всего они соединяются то вдруг, то постепенно, образуя острый угол, то мало-по-малу изгибаясь, образуя широкую, открытую кривую. Они соединяются подчас в группы и образуют целые пучки.

Иначе говоря, складчатость Апшеронского полуострова имеет вид, который Зюсс называет свободной виргацией. Даже чрезвычайно характерные кольцевые складки, окаймляющие мульды апшеронских известняков в юго-западном секторе полуострова, являются обычными в условиях затухающих горных кражей.

При рассмотрении карты тектонических линий Апшеронского полуострова в глаза бросается резкое отличие в количестве и масштабе складок северо-западной и восточной половин полуострова. Южная часть также представляет собой тектонически нечто отличное, с развитием своеобразных кольцевых складок, окаймляющих широкие и спокойные чашеобразные мульды.

**Складчатость северо-западной части полуострова.** Ознакомимся сначала со складчатостью северо-западной части полуострова, понимая под нею район, расположенный к западу от меридиана, проходящего через Кирмакинский хребет. Этот район представлен глубокоэродированной и наиболее интенсивной на полуострове складчатостью, в которой существенную роль играют как миоценовые, так и палеогеновые образования, массы, как мы видели выше, весьма податливые и некомпетентные.

В пределах так называемого Перекишюльского планшета съемки Геологического Комитета (в самом северо-западном углу полуострова), непосредственно граничащего с описанной выше зоной погружающегося хребта, в ядрах антиклиналей обнажаются уже верхнемеловые слои. Широкое развитие (г. Аг-Бурун, г. Юнус-даг, г. Ильхи-даг) приобретают породы ильхидагской (орбитоидовой) и юнусагской свит, а в строении ядра Юнусагского антиклинального поднятия серьезная роль принадлежит более древним отложениям свиты Кемчи.

Выдерживая в общем основное северо-западное Кавказское направление и постепенно погружаясь на юго-восток, с общим затуханием складчатости Главного хребта, складки северо-западной части полуострова последовательно с северо-запада на юго-восток обнаруживают как в строении своих ядер, так и в

крыльевых и синклинальных зонах все более молодые отложения. Если в строении Юнусдагского антиклинального поднятия принимает участие довольно мощный комплекс верхнемеловых образований, то несколько к югу и юго-востоку в Ильхидагской и Коунской складках мы констатируем лишь выходы самых верхних горизонтов мела и даже в последней только палеогена.

Перемещаясь последовательно на восток и юго-восток, мы отмечаем все большее и большее развитие пока еще в синклинальных и крыльевых зонах отложений миоцена и плиоцена. Палеоген выступает лишь на ограниченных центральных участках складок, образуя так называемые ядра протыкания. Таковы, например, Джэрат-Новханинская, Кечал-даг-Бинагадинская и Фатьмаи-Дыгинская складки.

Итак, северо-западная половина Апшеронского полуострова характеризуется значительно большим размахом дислокаций, многочисленностью и относительно с другими частями полуострова гораздо большей сложностью структур.

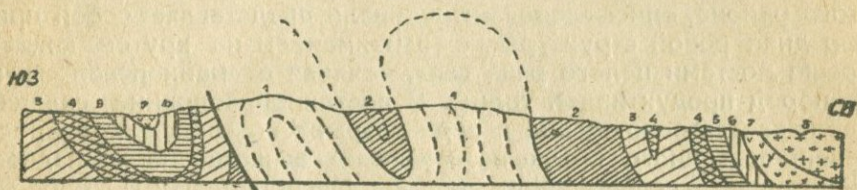
Рассматривая карту тектонических линий полуострова, мы в описываемом районе насчитываем свыше десяти отдельных антиклинальных структур. Наиболее северной является упоминавшаяся уже Юнусдагская складка, начинающаяся далеко на северо-западе, вне границ полуострова, и пересекающая в направлении СЗ—ЮВ Перекишкюльский планшет. Сохраняя указанное направление, названная складка, несколько не доходя р. Сумгаит, поворачивает на юг, пересекает ее близ впадения правого притока, идет по левому берегу последнего, затем вновь поворачивает на восток, идет некоторое время в широтном направлении и лишь в пределах коунского планшета (съемка Геологического Комитета) принимает направление восток—юго-восток, проходит в 1 км севернее раз'езда Гездек и затухает несколько восточнее его.

Юнусдагское антиклинальное поднятие представляет собой весьма сложную структуру, состоящую, собственно, из двух параллельно расположенных веерообразных складок, сливающихся близ пересечения р. Сумгаит в одну. Представлено оно рядом куполовидных вздутий, расположенных по одной оси. Необходимо заметить, что такое строение поднятия, представленное рядом куполовидных вздутий, коротких антиклиналей и седел, в промежутках между ними, расположенных по одной и той же общей оси, не является случайным местным фактом, а представляет собой явление, весьма характерное и распространенное на Апшеронском полуострове.

В ядре описываемой структуры, как мы отмечали, обнажаются наиболее древние в пределах Апшеронского полуострова породы свиты Кемчи. Упомянутый продольный синклинальный прогиб, нарушающий свод поднятия в целом, занят отложениями юнусдагской свиты. На крыльях последовательно развиты юнусдагские, ильхидагские слои и образования палеогена.

Недавно сделанную попытку ревизии (Н. Б. Вассоевич) стратиграфической последовательности отложений и тектоники Юнусдагского поднятия, сводящую наше представление о строении поднятия к упрощенной форме складки с нормальным сводом из слоев юнусдага и крыльями, сложенными ильхидагом и палеогеном, нельзя принять, поскольку она не соответствует наблюдаемым в природе фактам. Таким образом строение юнусдагского антиклинального поднятия следует рассматривать соответственно изображению на фиг. 12.

Юнусдагское антиклинальное поднятие дает два крупных ответвления: одно—в северо-западной своей части, близ г. Аг-бу-



фиг. 12

Строение юнусдагской гряды

Свиты: 1—Кемчи; 2—юнусдагская; 3—ильхидагская; 4—сумгайтская; 5—коун нижний; 6—коун средний; 7—коун верхний; 8—майкопская свита

рун, отходящее в широтном направлении, и другое—в юго-восточной части, несколько западнее раз'езда Гездек, отходящее к югу. Вторая ветвь, подходя к складке, проходящей по северному берегу оз. Таш-агыл, сливается с последней.

К той же группе складок, в строении которых принимают участие верхнемеловые слои, следует отнести так называемую Ильхидагскую и расположенную южнее Котурдагскую складки. Ильхидагская складка проходит в ясно выраженном направлении СЗ—ЮВ, несколько к юго-западу от Юнусдагской структуры и строго приурочена к увальновидному гребню, венчающемуся горой Ильхи-даг. Она состоит из нескольких коротких брахиантиклиналей, расположенных на одной оси и в совокупности определяющих наше представление об Ильхидагской структуре. В западном направлении складка расширяется с погружением оси, в восточном—наоборот, происходит сужение. В связи с отчетливо наблюдаемым проявлением диапиризма в восточной части складки отмечается сокращение мощностей сумгайтской и других свит.

Котурдагская складка также строго выдерживается в СЗ—ЮВ направлении, проходя через г. Котур-даг и сел. Перекишкюль. Она, как и предыдущая складка, имеет погружение оси в северо-западном и юго-восточном направлении, представляя собой столь же сложную по своему строению антиклиналь.

К северо-востоку от Юнусдагского антиклинального поднятия, уже в пределах Сумгайтского и Новханинского планшетов

(съемка Геологического Комитета) по северному берегу шоров Гир-ва-алты и Амиджах прослеживается складка, имеющая вначале почти широтное направление, а затем близ г. Бостан-даг заворачивающаяся на юго-восток в восточной своей половине. Близ с. Новханы наблюдается погружение оси и затухание складки. Также и на противоположном конце складки, близ урочища Смятрекян, ось поднятия погружается под песчано-глинистые отложения Присумгаитской равнины. В западной части складка дает небольшое ответвление на север, совпадающее с направлением солончака Хаджи-ага.

В строении ядра антиклинали принимают участие породы палеогена (майкопской свиты). Как и все остальные складки этого района, описываемая антиклиналь представляет собой пример диапировой структуры с выжиманием на крутом, южном крыле местами целого ряда свит, начиная от майкопской свиты до пород продуктивной толщи. В восточной половине складки наблюдается осложнение в виде разрыва по своду и взброса северо-восточного крыла на крутое и выжатое юго-западное. Некоторые исследователи (А. И. Месропян, В. В. Вебер—103, 34) склонны видеть в этом нарушении тип обычного сброса, тогда как нам представляется более правильным усматривать в этой дислокации пример взброса или крутопадающего надвига—чешуи формы столь характерной и распространенной в условиях складчатости в основном малокомпетентных слоев.

Южнее предыдущей антиклинали, от г. Гемюр-атан на северо-западе и кончая г. Сангяр, близ с. Сарай на юго-востоке, проходит следующая, но меньшая по размерам антиклинальная складка с ядром, сложенным породами палеогена. Эта складка в своем простираии строго подчинена Кавказскому направлению. В ней также отмечается выжимание на крыльях некоторых свит (понтический ярус и др.) и уменьшение углов падения, по мере удаления от оси складки в сторону синклиналей, что характеризует диапировую структуру.

В северной части Коунского и Учътапинского планшетов (съемка Геологического Комитета) прослеживается в широтном направлении складка, связанная с Юнусдагской ее ответвлением к югу в восточной ее части. Она прослеживается от раз'езда Гездек по северному берегу оз. Таш-агыл до г. Аг-тепе. Отмечается выжимание нацело некоторых свит на северном крыле складки и сложное строение палеогенового ядра.

Следующее к югу весьма сложное антиклинальное поднятие представляет значительный интерес для распознавания тектоники Апшеронского полуострова. Это поднятие, начинающееся далеко к северо-западу от границ полуострова, прослеживается в СЗ—ЮВ направлении через г. Коун, огибает с севера г. Учъ-тапа, г. Ильхи-даг, поворачивает к ЮВ, делает коленообразный изгиб, подходит к грязевому вулкану Боз-даг (Кобийский), где, повидимому, дает небольшое ответвление к северо-востоку и затем, заворачиваясь на юг, переходит в Шабандагскую анти

клиналь. Близ г. Аташья складка вновь делает флексуобразный изгиб, загибается южнее уже на ЮЗ к грязевому вулкану Лок-батан, где довольно резким поворотом к северо-западу прсходит через Путинскую промысловую площадь и дальше в виде почти замкнутого кольца окаймляет чашеобразное, синклинальное плато Гездек. Несколькo западнее Пута наблюдается несколько ответвлений от основного поднятия.

Эта структура, вернее целая система коротких брахиантиклиналей, расположенных по одному осевому направлению, является, как мы отмечали выше, весьма интересной и сложной в своем строении. В процессе своего формирования складка испытала очевидно серьезные скручивающие усилия. Так в районе г. Аг-тепе на северо-восточном крыле складки выжат ряд свит: на нижние горизонты коунской свиты налегают непосредственно глины майкопской свиты; в районе же г. Коун отмечается, наоборот, выжимание вышеназванных палеогеновых свит на юго-западном крыле складки и появление их полностью на северо-восточном. Иначе говоря, в районе г. Аг-тепе наблюдается явление запрокинутости северо-восточного крыла, а в районе г. Коун—юго-западного крыла. Подобное же явление наблюдается и в других частях поднятия. Вследствие этого осевая плоскость складки делает не раз винтообразные повороты, что может быть объяснено, конечно, существенным скручивающим усилием в процессе формирования складки, что также свойственно наряду с проявлениями диапиризма складчатости, обусловленной в основном пластичными малокомпетентными массами.

Описанное поднятие только лишь на участке от г. Коун до г. Боз-даг (Кобийский) входит в систему складок северо-западной части полуострова, будучи подчинено Кавказскому направлению. Дальнейшее протяжение поднятия, окаймляющего синклинальную чашу—плато Гездек, уже свойственно структурам южной половины полуострова.

Следует отметить, что в пределах Коунского планшета (с'емка Геологического Комитета) почти параллельно северо-западной части предыдущей складки, немного южнее ее, проходят две антиклинальные складочки, соединяющиеся у г. Космали в одну. Направление их выдерживается СЗ—ЮВ.

Перемещаясь к востоку, по существу, уже в центральную часть Алшеронского полуострова, в первую очередь следует рассмотреть систему Кечал-даг—Бинагадинского антиклинального поднятия. Собственно говоря, различаются самостоятельная Кечалдагская и самостоятельная Бинагадинская складки, но они могут быть соединены в одну общую, весьма сложную систему. Начинается она г. Кечал-даг, имея направление на ЮВ, затем принимает почти широтное направление, в каком и подходит к грязевому вулкану Кейреки.

Этими границами определяется собственно Кечалдагская складка. Она дает одно ответвление к с. Масазыр и другое к грязевому вулкану Зигиль-Пири. По своему строению качалдаг-

ская антиклиналь принадлежит к категории типично диапировых складок, с выжиманием нацело промежуточных свит между продуктивной толщей и коунской свитой на южном крыле.

При рассмотрении восточного окончания Кечалдагской складки, т. е. района грязевого вулкана Кейреки, видно, как пласты продуктивной толщи, делая коленообразный заворот к северу, увеличивая мощность и уменьшая угол падения с  $40-45^\circ$  до  $18-20^\circ$ , плавно переходят на южное крыло Бинагадинской складки. В месте заворота слоев, образуящем как бы синклинальный залив, вдающийся между Кечалдагской, Бинагадинской и Масазырской (ответвление Кечалдагской) складками, наблюдается появление всех выжатых на южном крыле Кечалдагской складки свит, т. е. понта, диатомовой свиты, спириалисовых слоев и майкопской свиты. Северная часть этого синклинального залива срезается линией разрыва, проходящей по северному крылу Бинагадинской складки и затухающей близ с. Масазыр. Поэтому часть заворачивающихся слоев с Кечалдагской складки непосредственно переходит на южное крыло Бинагадинской складки (продуктивная толща и понт), часть же, срезаясь указанной линией разрыва, подходит к ней и вновь появляется уже восточнее, между солончаком Керпюк-шор и грязевым вулканом Беюк-даг. Непосредственно от линии разрыва к северу обнажаются породы продуктивной толщи.

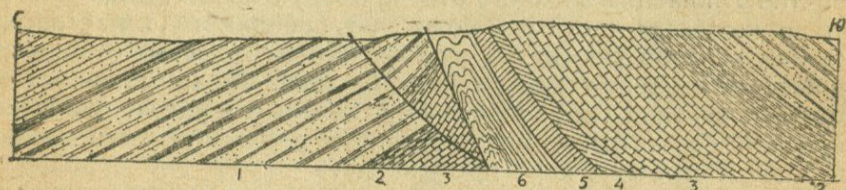
Бинагадинская складка идет от места ее среза линией разрыва через грязевой вулкан Беюк-даг в широтном направлении и сливается на северо-восточном берегу Бастанар-шора с Кирмакинской антиклиналью.

Обе складки обнаруживают в своих ядрах породы коунской свиты. В результате процессов диапиризма у Кечалдагской антиклинали выжатым и очевидно сопровождаемым разрывом является южное крыло, в результате чего наблюдается непосредственный, тектонически ненормальный контакт коунской свиты и низов продуктивной толщи. Бинагадинская складка, наоборот, имеет южное крыло более пологим, геологически более спокойным и нормальным, нежели северное. На северном крыле в результате выжимания местами нацело отсутствуют слои миоцена и понта, так что в непосредственный, также тектонически ненормальный контакт приходят породы майкопа и коуна, с одной стороны, и продуктивной толщи, с другой. Правда, при этом существенную роль играет отмеченный нами выше разрыв сплошности слоев.

Сочетание структурных форм Кечалдагской и Бинагадинской складок в одну тектоническую систему указывает нам на сложность процессов складкообразования, обусловленных характером деформированной материи, в которой скручивающим усилием принадлежит крупная роль.

Среди многих геологов сложилось представление, объясняющее разрыв сплошности слоев на северном крыле Бинагадинской складки в качестве простого и даже полуциркового сброса,

причем опущенным крылом является северное. Учитывая значительность масштаба дислокации, вряд ли свойственной сбросу, как фактору, сопутствующему формированию складки, с ярко выраженным диапиризмом,—складки, обусловленной явно тангенциальными усилиями, и учитывая исключительную сложность строения протыкающего ядра, превращенного, в сущности говоря, в тектоническую брекчию, а также подходя к разрешению вопроса с точки зрения региональной, рассматривая тектонику третичных образований юго-восточного окончания Кавказа в целом, мы склонны считать прежнюю (в том числе и свою) точку зрения ошибочной и объяснять разрыв на север-



фиг. 13

Схема строения бинагадинской антиклинали

1—продуктивная толща, 2—понтический ярус, 3—диатомовая свита, 4—спиралисовые слои(?), 5—майкоп, 6—коунская свита

ном крыле Бинагадинской антиклинали явлением взбросового характера, вследствие чего южное крыло складки оказывается слегка надвинутым на северное. Подобное толкование в свете все накопляющихся фактов о распространении в пределах Апшеронского полуострова и прилегающих районов нарушений типа крутопадающих надвигов (взбросов и перебросов крыльев) представляется наиболее вероятным (фиг. 13).

Как отмечалось, Бинагадинская складка на северо-восточном берегу Бастанар-шора сливается с новым и весьма крупным антиклинальным поднятием, в этой части известным под названием Кирмакинского хребта или складки. Указанное антиклинальное поднятие прослеживается на большом протяжении от г. Сиян-даг вплоть до Зыхского озера. Оно представляет собой ряд брахиантиклинальных вздутий, разделенных седлами погружения оси. Таких вздутий насчитывается шесть, причем при прослеживании их последовательно по осевой линии основного поднятия в направлении с северо-запада на юго-восток, отмечается появление в ядрах брахиантиклиналей все более и более молодых отложений.

Первое такое воздымание оси прослеживается между г. Сиян-даг и с. Фатьмаи. Простираение складки там строго юго-восточное; в ядре наблюдаются выходы коунской свиты; складка типично диапировая.

У с. Фатьмаи осевая линия поднятия делает флексуобразный изгиб, связанный с ее погружением, затем плавно поворачи-

чивается на юг, проходит в меридианальном направлении через г. Кирмаку, венчающую второе воздымание оси, известное под названием Кирмакинской складки. В ядре последней выходят уже спириалисовые слои среднего миоцена.

Далее осевая линия поднятия испытывает отклонение на восток к грязевому вулкану Бог-бога, через который и проходит. К этому месту приурочивается третье куполовидное вздутие, ориентированное в общем на юго-восток и широко известное под названием Балаханы-Сабунчи-Раманинской брахиантиклинали, с расположенным на ней Ленинским промыслом.

В строении этой брахиантиклинали существенно принимают участие отложения верхнего отдела продуктивной толщи. Наиболее приподнятая часть оси совпадает, повидимому, с местоположением вулкана Бог-бога, широким пятном грязевых отложений скрывшим строение самого ядра складки. Среди сопочных отложений вулкана были обнаружены зеленые мергелистые глины коунской свиты, свидетельствующие о вероятной значительной сложности строения ядра протыкания.

Испытывая вновь отклонение на юг, осевая линия проходит через с. Сураханы и нефтяной промысел того же наименования, образуя четвертое воздымание оси. В ядре этой брахиантиклинали на дневной поверхности обнажаются низы среднего отдела апшеронского яруса.

По своей структуре Сураханская брахиантиклиналь резко отличается от описанных выше глубоко эродированных, весьма сложных, с ярко выраженным диапиризмом складок, будучи представлена в виде пологого, удлиненного в меридианальном направлении купола. Размах дислокации здесь во много раз слабее, что соответствует отмеченному выше общему погружению и затуханию складчатости в юго-восточном направлении. К тому же существенное участие в строении Сураханской брахиантиклинали известняковых толщ апшеронского яруса, образований достаточно высоко компетентных, обуславливает спокойствие и величавость структуры. Таковы же и два следующие куполовидных поднятия Кара-Чухурское и Зыхское, расположенные последовательно южнее Сураханов. На протяжении от вулкана Бог-Бога и до Зыха описываемое антиклинальное поднятие принимает участие в цепи складок, окаймляющих в виде так называемого Бакинского полукольца чашеобразную мульду апшеронских известняков, идентичную упоминавшемуся плато Гездек.

Итак, складчатость описанной части Апшеронского полуострова отличается, как мы видели, многочисленностью складок, весьма сложным их строением, обусловливаемым ярко выраженным выжиманием, выдавливанием отдельных свит на крыльях антиклиналей, разрывами сплошности слоев типа взбросов и крутопадающих надвигов-чешуй, отчетливым проявлением в оформлении складок скручивающих усилий, т. е. говоря иначе, обусловливаемым всеми теми признаками, которые отличают

складчатость пластичных, некомпетентных масс, складчатость дисгармонического типа.

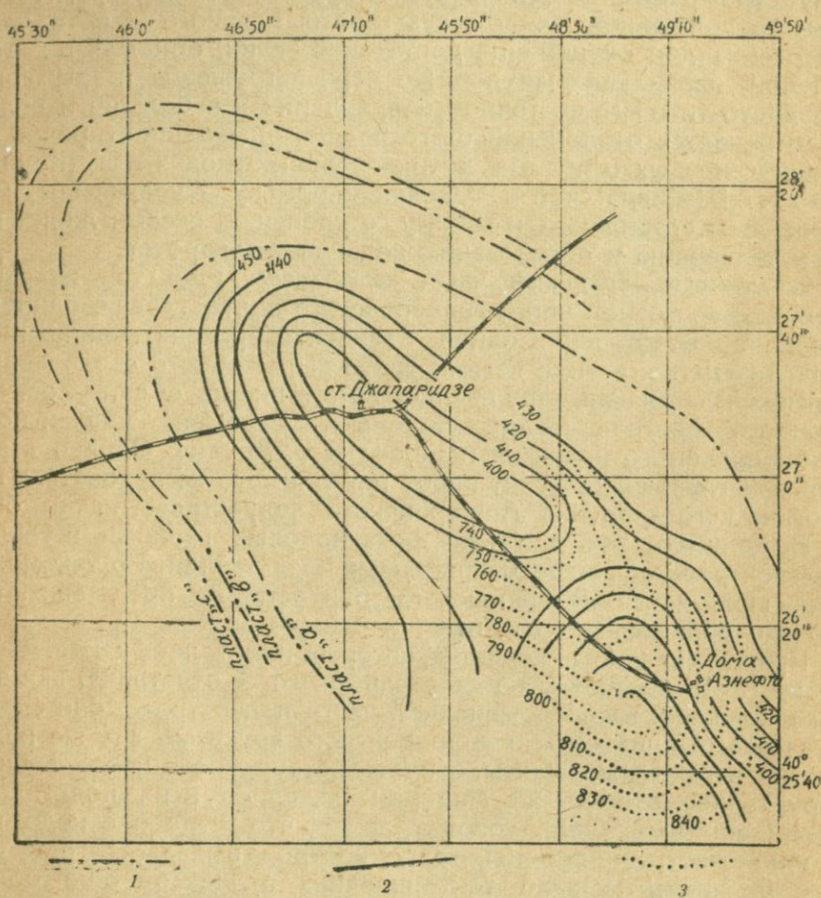
Особенно последовательно описанные складчатые структуры выдерживают Кавказское направление в северо-западной части полуострова, там, где они, по существу, являются непосредственным продолжением зоны затухающего Главного хребта, там, где размах дислокаций еще достаточно велик, обнажая в ядрах складок верхнемеловые слои. По мере погружения и затухания складчатости в юго-восточном направлении все больше и больше отмечается отклонений от господствующего простираения и, наконец, в двух основных антиклинальных поднятиях (Коун—Боз-даг—Шабандагское и Фатьмаи—Кирмаку—Сураханское) мы наблюдаем стремление к явному отклонению осевых линий на юг и тенденцию к образованию кольцевых заворотов.

**Складчатость восточной части полуострова.** Еще так недавно строение восточной части Апшеронского полуострова сводилось к наличию всего лишь одной Калинской брахиантиклинальной складки, слегка, в виде весьма слабо выраженного свода апшеронских известняков, нарушающей монотонность общего депрессионного прогиба между системами Балаханы-Сураханского антиклинального поднятия и поднятия о. Артема. Однако в результате главным образом работ неутомимого исследователя геологического строения Апшеронского полуострова, каким был Д. В. Голубятников, а также ряда молодых геологов и геологов-электроразведчиков, современные представления о тектонике восточной части Апшеронского полуострова представляются гораздо более сложными, нежели раньше.

Правда, складки и поднятия, которые наметились к настоящему времени, не проявляются столь резко и отчетливо, как это мы наблюдали в северо-западной части полуострова, они слагаются всего лишь слоями апшеронского яруса, но все же количество их, а также факты, свидетельствующие о несовпадении структурных отношений апшеронских слоев и их подстилающих (например Кала), говорят за то, что строение недр восточной части Апшеронского полуострова выявляется еще более сложным, масштаб тектонических процессов еще более крупным, нежели тот, о котором можно судить по структурным формам скрывающейся и, надо сказать, высококомпетентной покрывки апшеронских известняков, определяющих элементы складчатости на поверхности.

Итак, в пределах восточной части Апшеронского полуострова в первую очередь следует выделить так называемое Калинское антиклинальное поднятие. Оно на фоне низкой равнины выделяется и орографически в виде едва заметной возвышенности, приподнятой на высоту около 20 м над уровнем моря и вытянутой в направлении СЗ—ЮВ. По поверхностным обнажениям о строении месторождения можно судить по тем немногочисленным грядам апшеронских известняков, которые в виде огромного овала окаймляют Калинскую площадь. Вы-

рисовывается крупная и спокойная брахиантиклиналь, вытянутая также в северо-западном направлении с полого падающими (до 4–5°) крыльями. В сводовой части складки обнажаются породы среднего отдела апшеронского яруса.



фиг. 14

Структурная карта кровли продуктивной толщи и подошвы I горизонта Калинского нефтяного месторождения (по И. И. Толбину)  
 1—простираение известняков апшеронского яруса, 2—горизонталы кровли продуктивной толщи, 3—горизонталы подошвы I горизонта

Как показали исследования И. И. Толбина, занимавшегося изучением тектонических соотношений в недрах Калинской структуры по данным проведенных глубоких разведочных скважин, тектоника апшеронских слоев существенно расходитя со строением слоев продуктивной толщи (фиг. 14).

Таким образом, в этом факте следует видеть доказательство более сложного строения подстилающих апшеронские слои от-

ложений неогена, а также предусмотреть условия, определяющие методологию разведочных работ глубоким бурением на антиклинальных структурах восточной части Апшеронского полуострова.

Антиклинальная складка, о которой идет речь, наблюдается по естественным обнажениям апшеронских известняков к западу и северо-западу от с. Кала, захватывая в свои пределы и Калинское соленое озеро, издавна известное своими выходами горючих газов. К югу, вернее к юго-востоку, от этой складки, как это доказывается теперь данными электроразведки, располагается новая, почти столь же крупная брахиантиклиналь. По условиям строения эта новая складка в общих чертах повторяет, собственно, Калинскую структуру и поэтому также приобретает определенный разведочный интерес. Условимся называть новую складку Туркьянской.

Итак, рассматривая Калинское антиклинальное поднятие в целом, мы можем констатировать как наши недавние представления о наличии одной Калинской брахиантиклинали дополняются данными о существовании и второй, южной структуры на той же оси.

Рассматривая теперь район, расположенный между Сураханы-Карачур-Зыхским и Кала-Туркьянским поднятиями, который по нашим представлениям рисовался всего лишь два—три года тому назад в качестве Гоусанской, очевидно, пологой синклинали депрессионной долины, теперь приходится подвергнуть переоценке в свете новых данных, добытых в самое последнее время.

Д. В. Голубятников отмечает наличие в 2 км к юго-западу от с. Гоусан, широтного антиклинального поднятия у мыса Гоусан, образованного дислоцированными террасами Древнего Каспия и бакинского яруса. Несколько к северу наблюдаются также факты дислоцированности террасовых образований. Природа этого поднятия, вырисовывающегося террасами Древнего Каспия и бакинского яруса, а, главное, отражение этих дислокационных явлений в более древних подстилающих слоях пока еще не может считаться установленной. Требуется производство специальных разведочно-картировочных работ бурением (например, станками Крелиус), но тем не менее мы не можем не фиксировать нашего внимания к району мыса Гоусан, имея в своем распоряжении более или менее основательные наводящие признаки антиклинального залегания слоев.

Перемещаясь к северо-западу, вдоль юго-западных склонов Калинского поднятия и еще далее на северо-запад, мы попадаем в район с. Маштаги. Согласно данным полуверстной съемки М. В. Абрамовича, здесь, несколько к западу от указанного селения, выступает пятно глинистого нижнего апшерона, окаймленное известняками среднего отдела того же яруса. Не предвещающая вопроса о связи этого „окна“ нижеапшеронских слоев среди поля среднего апшерона с определенной структурой

антиклинального типа и о соотношении этого поднятия с окружающими антиклинальными структурами, на что ответ мы, несомненно, получим в ближайшем будущем, мы, по примеру района мыса Гоусан, должны и здесь обратить сугубое внимание на определение природы рассмотренного явления. Пока же определенная сумма данных геологического порядка говорит в пользу предположения о наличии здесь антиклинального изогнутия слоев апшеронского яруса.

Переходим к рассмотрению геологического строения всей прибрежной полосы северо-восточного побережья Апшеронского полуострова, от мыса Кегна-Бильгя на северо-западе и кончая Шаховой косой на юго-востоке. Сумма наших знаний о геологическом строении этой прибрежной полосы к моменту начала картировочного бурения в Мардакянах и в районе м. Гюргяны определялась тем, что близ Апшеронского маяка и несколько южнее от него на берегу пролива, отделяющего о. Артема от Апшеронского полуострова, обнажаются среднеапшеронские известняки, обнаруживающие юго-западные падения. Затем, на пляже близ с. Мардакяны наблюдались грядки тех же известняков, из которых одна очерчивала полукруг с радиусом до 1 км, отходя, таким образом, от самого берега. Падения слоев сначала наблюдались на запад и юго-запад, а затем явственно на юг. Также и очертания, и элементы залегания апшеронских известняков в береговых обрывах у с. Бузовны и еще дальше вплоть до мыса Кегна-Бильгя указывали на то, что эти известняки участвуют в строении юго-западного крыла какой то крупной антиклинальной структуры.

Данные электроразведки и картировочного бурения в Мардакянах и Гюргянах существенно дополняют и определяют правильность наметившегося предположения. На сегодняшний день, суммируя весь накопившийся материал, мы вправе говорить о том, что на северо-восточном побережье Апшеронского полуострова протягивается новое крупное антиклинальное поднятие, явственные очертания юго-западного крыла которого вырисовывают грядки среднеапшеронских известняков. Это поднятие во всяком случае протягивается от мыса Кегна-Бильгя на северо-западе до мыса Шоулан на юго-востоке и на своем протяжении, видимо, испытывает, как и большинство описанных антиклинальных поднятий полуострова, несколько вздутий, под'емов и погружений оси. Первое такое брахиантиклинальное или куполовидное вздутие совершенно правильно намечается Д. В. Голубятниковым (65) близ с. Бильгя, элементы второго обрисовываются известняками среднего апшерона, плавно изгибающимися в виде дуги, обращенной выпуклой стороной к с. Бузовны, и третье — мардакянское брахиантиклинальное вздутие, в виде несколько удлиненного в широтном направлении купола подтверждено картировочным бурением, наконец, четвертым следует считать небольшой куполок недалеко от мыса Шоулан, также установленный при помощи картировочного бурения.

Строение береговой полосы от мыса Шоулан вплоть до Шаховой косы определяется тем, что апшеронские известняки, обнаруживающие в естественных обнажениях береговых обрывов пролива юго-западные падения, близкие в среднем  $10^\circ$ , очевидно вырисовывают на протяжении свыше 9 км юго-восточное крыло крупного антиклинального поднятия о. Артема.

Следует отметить, что между северо-восточным побережьем полуострова, входящим, как мы видели, в систему Бильгя-Мардакянского поднятия, и Гюргянами, с одной стороны, и Кала-Туркяньским поднятием, с другой, располагается синклиальный прогиб, вытянутый также в северо-западном направлении. Между бугром Гюргяны и с. Туркяны указанная депрессия заполнена песчано-глинистыми слоями бакинского яруса, достигающими небывалой для этих отложений мощности, превышающей 400 м.

Итак, тектоника восточной части Апшеронского полуострова к настоящему времени рисуется в виде двух основных весьма крупных антиклинальных поднятий—Кала-Туркянского и Бильгя-Мардакянского. Эти поднятия, подобно, например, Фатьмаи-Кирмаку-Балаханы-Зыхскому поднятию, на своем протяжении обнаруживают несколько более мелких вздутий в виде удлиненных куполов или брахиантиклиналей. Кроме этого в районе с. Маштаги и с. Гоусан\* намечаются признаки самостоятельных складок. Однако, сравнивая геологические условия складчатости северо-западной и восточной частей Апшеронского полуострова, мы отмечаем, в связи с общим погружением свит на полуострове в восточном и юго-восточном направлениях, что размах и масштаб складчатости в рассматриваемой области значительно меньших размеров.

Внешнее оформление тектонических структур, их спокойствие, слабая нарушенность определяются развитием высококомпетентных известняков среднего и верхнего апшерона, так сказать, сковывающих тектонические напряжения и усилия имевших место постплиоценовых складкообразовательных процессов. Последнее ни в какой мере не определяет степени деформированности отложений, подстилающих апшеронские известняки. Наоборот, имеющийся в нашем распоряжении материал, учитывая к тому же максимальную напряженность тектонических усилий эпоху верхнего миоцена и в плиоцене (например проявление Восточно-Кавказской орогенной фазы), мы вправе думать, что тектоника подстилающих слоев является значительно более сложной, нежели наблюдаемые нами на поверхности структуры апшерона.

Прежде чем закончить описание тектоники восточной части Апшеронского полуострова следует весьма кратко остановиться на геологическом строении серии островов, расположенных в восточнее полуострова, входящих в состав Апшеронского архипелага.

\* По данным картировочного бурения в районе с. Гоусан, произведенного Б. И. Ясеновым, складка, намечавшаяся Л. В. Голубятниковым, не подтвердилась. Поэтому в намечаем. й Маштаги-Кюрваханской структуре, по видимому, следует видеть северо-восточное продолжение Кала-Туркянского антиклинального поднятия.

лага. Наиболее крупный из этих островов, а именно о. Артема, изучен к настоящему времени значительно лучше, нежели остальные, потому что на его территории располагается крупный нефтяной промысел.

Вытянутый в направлении СЗЮВ о. Артема совпадает с крупным и сложным антиклинальным поднятием. Оно состоит собственно из двух эллиптической формы брахиантиклинальных складок, ориентированных на СЗ, кулисовидно расположенных друг относительно друга и разобценных к тому же крупным разрывом сплошности слоев. По последним данным А. А. Камладзе, разрыв этот сопровождается проявлением надвига юго-западного крыла структуры на северо-восточное (фиг. 15). Этот факт, констатированный глубоким бурением, следует подчеркнуть особо, поскольку явления надвигового типа до сих пор в тектонике Апшеронского полуострова и сопредельных областях отрицались.

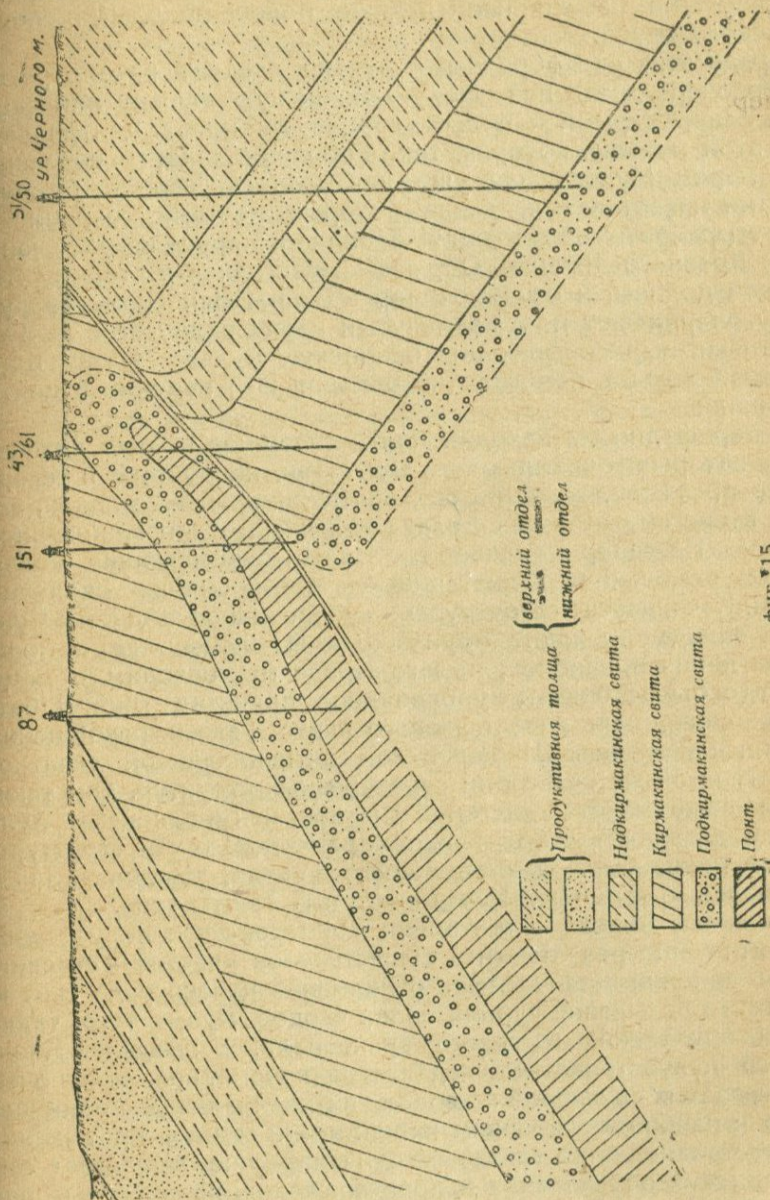
В ядре северной брахиантиклинали о. Артема, наполовину срезанной морем, мы находим отложения среднего отдела продуктивной толщи. Сводовую же часть южной брахиантиклинали занимают отложения кирмакинской свиты. Таким образом, в антиклинальном поднятии о. Артема, впервые после Кирмакинской складки, на дневную поверхность выступают отложения нижнего отдела продуктивной толщи. Этим определяется и размах дислокации острова.

Прослеживая конфигурацию горизонталей морского дна к юго-востоку от о. Артема, мы находим ряд небольших островов, в число которых входит и о. Большая Плита. Предполагая, совпадение очертаний рельефа дна моря в общих чертах с тектоникой, следует думать, что антиклинальное поднятие о. Артема продолжается до указанной группы островов.

Следующему антиклинальному поднятию принадлежат острова Жилой, Урунос и Козлиный. На о. Жилом обнаружены слои продуктивной толщи с многочисленными нефтяными пластами. Опять-таки основываясь на предположении о совпадении рельефа дна моря с тектоникой и учитывая элементы строения складчатой структуры на о. Жилом, следует думать, что это антиклинальное поднятие включает и группу островков, расположенных к северо-западу от о. Жилого. Таким образом, помимо названных, в систему описываемого поднятия войдут еще острова Гребень, камень Чурка, камень Колтыш и Малая Плита.

Расположенная в 14 км юго-восточнее о. Жилого цепь маленьких островков, вытянутая в юго-восточном направлении на протяжении 2—2,5 км и известная под названием „Нефтяных Камней“, повидимому, соответствует новому антиклинальному поднятию. Островки эти состоят из глыб песчаников, принадлежащих, очевидно, продуктивной толще. На поверхности воды, вокруг островков, поднимаются многочисленные пузырьки газа и капли нефти.

Складчатость южной части полуострова. Строение южной части Апшеронского полуострова получило уже некоторое освещение



фиг. 15  
Схема надвига на остр. Артема

при описании Коун-Боз-даг-Шабандагского антиклинального поднятия и поднятия, прослеживающегося через г. Кирмаку, с. Балаханы, с. Сураханы и оз. Зых. Мы отмечали, что эти анти-

клинальные линии в своем протяжении к юго-востоку стремятся отклониться к югу и образуют кольцевые завороты, которые очерчивают характерные чашеобразные мульды, выполненные апшеронскими известняками и даже более молодыми слоями бакинского яруса.

В ряду этих своеобразных структур следует рассмотреть в первую очередь так называемую бакинскую мульду или чашу. Город Баку, Черный и Белый города занимают центральную часть этой мульды, которая, таким образом, является срезанной с юга морем. Мульда, как уже указывалось, выполнена апшеронскими известняками, выше которых местами сохранились пятна террасовых образований бакинского яруса и более юных террас Древнего Каспия. Обрывы известняков в сторону Ясальской долины, к оз. Беюк-шор, к Бюль-Бюлинскому озеру и к Зыху очерчивают почти замкнутый круг с радиусом в 7—8 км. Известняки, вырисовывающие бакинскую мульду, всюду обнаруживают весьма пологое (не больше 20°) падение к центру синклинали.

По периферии мы находим почти сплошное кольцо антиклиналей, которые окаймляют мульду. Так, на востоке и северо-востоке протягивается цепь брахиантиклинальных складок, входящих в систему Кирмаку-Балаханы-Зыхского антиклинального поднятия. На север и северо-западе в окаймляющее кольцо складок включаются Бинагадинская антиклиналь, окончание Кейреки-Кечалдагской структуры и куполовидное поднятие Сулутепе. С запада проходит Коун-Боз-даг-Шабандагская антиклинальная линия и, наконец, на юго-западе мы находим стоящее как будто бы особняком куполовидное поднятие Биби-Эйбата.

Брахисинклиналь известнякового плато Гедзек, разобщенная от бакинской мульды Шабандагской антиклинальной складкой, относится к той же категории своеобразных структур. Оно также отчетливо окаймляется системой складок, как и бакинская мульда. Третьей, значительно меньших размеров, такой структурой является синклинальное плато Кергез и затем, дальше на запад, синклинальные высоты г. Чували дага и г. Ташты-тапа.

Заканчивая описание тектоники Апшеронского полуострова, необходимо еще раз отметить существенное участие в строении складок явлений диапиризма, выжимания целого ряда свит на крыльях и протыкания ядрами своих сводов. Кроме того, также часты и проявления грязевого вулканизма. В пределах Апшеронского полуострова наблюдается закономерная приуроченность грязевых вулканов к сводам антиклиналей и преимущественно к наиболее сложным их частям—к ядрам протыкания. Подобное размещение грязевых вулканов уже проливает свет на историю их образования и происхождения, равно как и развитие диапиризма в условиях дисгармоничной складчатости в основном глинистых толщ нижнего плиоцена, миоцена и палеогена находит себе объяснение в характере и свойствах деформированных пластичных податливых и некомпетентных масс.

Поскольку эти явления грязевого вулканизма и диапиризма еще ярче, еще отчетливее развиты в центральном и южном Кабристане, на сушности и природе их мы остановимся ниже при описании геологического строения этой зоны.

Следует также подчеркнуть проявление в пределах складчатости Апшеронского полуострова разрывов типа надвигов и чешуй. Возможность существования таких структурных форм на полуострове до последнего времени отрицалась многими геологами. Обычно все сводилось к преобладанию пликативной дислокации, к механическому восприниманию диапиризма без генетического критерия этого явления, также грязевого вулканизма и признанию второстепенного значения дизъюнктивной дислокации. Вот эту установившуюся, схоластическую форму представлений в настоящее время под давлением нового фактического материала необходимо подвергнуть критике и обсуждению.

Все больше и больше начинают накапливаться факты о более сложных тектонических соотношениях в складчатости полуострова. Так, в качестве новых фактов следует рассматривать данные о проявлении надвиговых нарушений. Выше мы контактировали наличие надвига отложений свиты Кемчи на породы Ильхидагской (орбитоидовой) свиты юго западного крыла Юнусдагского антиклинального поднятия. Разрыв сплошности слоев на своде Бостанаг-Новханинской складки, сопровождаемый взбросом или крутопадающим надвигом северного крыла на южное, нарушения, ближе всего подходящие к типу надвиговых нарушений на своде Бинагадинской складки и т. д., все это свидетельствует о достаточно существенной роли надвиговых явлений на Апшеронском полуострове. Неопровержимое, основанное на данных глубокого бурения, доказательство явления надвига мы имеем на о. Артема.

Таким образом, надвиговые явления в виде чешуй и крутопадающих надвигов (взбросов), дислокаций, связанных с тангенциальным давлением и в меньшей степени дислокации типа сбросов наблюдаем мы в складчатости Апшеронского полуострова.

### ЗОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО КАБРИСТАНА

Центральный и Южный Кабристан резко отличны по характеру складчатости от Северного Кабристана. Выше были уже вскользь отмечены отличительные признаки, которые сопровождают переход от чрезвычайно сложной, так сказать, запутанной складчатости Северного Кабристана к складчатости центральной его части. Так, в цитированных словах В. В. Вебера (38), характеризующего условия тектоники планшета II-3 (Боян Ата) Кабристанских пастбищ, который находится на грани между Северным и Центральным Кабристаном, мы видели, что южная половина планшета отличается от северной сравнительно спо-

койным залеганием отложений продуктивной толщи и вышележащих горизонтов плиоцена, которые несогласно перекрывают более древние образования.

Итак, переход от Сезерного Кабристана в Центральный обусловливается при общем и естественном затухании масштаба дислокаций по южному склону погружающегося хребта появлением и преимущественным распространением все более юных образований верхнего неогена. Значительно более дислоцированные миоценовые, а тем более палеогеновые слои выступают в ядрах разряженно раскинутых складок и там раскрывают в чрезвычайно осложненных, хаотически деформированных „диапирах“ присущие им свойства и качества тектонических структур некомпетентных, мобильных масс.

Но вместе с тем, подразделяя Кабристан на северную и центрально-южную половины, тектонические условия которых в основном определяются относительной близостью к осевой линии хребта, следует также подразделить рассматриваемый участок южного склона на две части—восточную—собственно Кабристан, и Шемахинский район.

Отличительные особенности этих двух районов сводятся к тому, что складчатости Шемахинского свойственно развитие относительно крупных и строго подчиненных господствующему Кавказскому направлению антиклинальных структур, тогда как по мере передвижения на восток число складок несколько возрастает путем почкования и отделения, а еще ближе к побережью Каспийского моря осевые линии этих складок обнаруживают стремление к образованию кольцевых изгибов и заворотов.

Лучшими примерами таких дугообразно изогнутых складок могут служить осевые линии, проходящие начиная от грязевого вулкана Отман-Бозы-даг через Уталгы, грязевой вулкан Большой Кяниза-даг к берегу моря. Затем столь же показательна осевая линия цепи антиклиналей, проходящая через г. Б. Кяниза-даг, грязевой вулкан Тоурогай и заворачивающаяся к югу на соединение с Алятской грядой к кочевке Агдам.

Иначе говоря, прибрежной полосе Кабристана свойственны те же формы неподчинения в простирации осевых линий складчатости господствующему Кавказскому направлению, что и кольцевым складкам Апшеронского полуострова, но, конечно, с поправкой на иные показатели сопротивляемости пород деформирующим усилиям, какие мы наблюдаем на полуострове у известняков апшеронского яруса.

Еще более, чем на Апшеронском полуострове, распространены явления грязевого вулканизма и ди-пиризма, осложняющие строение складчатых структур. В связи с проявлением грязевого вулканизма и условиями образования диапировых складок столь же широко развиты отложения и покровы брекчий, относящиеся как к чисто сопочным образованиям, так и брекчиям чисто тектоническим.

В Кабристане, включая и прилегающую часть Апшеронского полуострова, известно более двухсот отдельных грязевых вулканов или сопок, размеры которых колеблются от огромных, по внешнему виду и характеру деятельности напоминающих настоящие вулканы (Тоурагай, Большой Кяниза-даг, Отман-Бозы-даг и т. п.), до небольших сопочек высотой всего лишь до десятка метров. Наряду с огромными величественными конусами указанных вулканов встречаются обширные плоские плато, покрытые голубовато-серой сопочной грязью и усеянные местами мелкими газлирующими и пульсирующими сопочками, изливающими потоки жидкой грязи и бурлящими от выделения газа.

Мы не будем останавливаться ни на подробном описании отдельных грязевых вулканов, ни на дальнейшем определении морфологических их типов, поскольку это было сделано с исчерпывающей полнотой С. А. Ковалевским, С. Р. Зубером, В. В. Богачевым, Н. С. Шатским, Е. В. Милановским и др., а перейдем к генетической стороне вопроса, рассматривая явления грязевого вулканизма в связи с условиями тектоники области и, главным образом, явлениями диапиризма.

В первую очередь следует подчеркнуть закономерность в расположении подавляющего большинства грязевых вулканов на осевых линиях складок и, главным образом, в их ядровых наиболее нарушенных участках. Иначе говоря, мы обладаем достаточной суммой соображений и доказательств, утверждающих взаимозависимость этих тектонических явлений.

Таким путем, в сущности говоря, и подходили все те исследователи, которые захватывали в орбиту своих исканий явления грязевого вулканизма, стараясь объяснить их генезис. Отличием в направлении этих исканий является то, что разные исследователи различно подходили к вопросу о побудительных силах, вызывающих не только образование грязевых вулканов, но и самих тектонических структур.

Так, мы знаем, что еще Абих в прошлом столетии указал на несомненную связь грязевых вулканов с тектоникой страны, доказательство которой он усматривал в закономерном расположении вулканов по простирацию определенных дислокационных линий. По мнению Абиха грязевые вулканы занимают промежуточное положение в сложной цепи вулканических явлений вообще между настоящими лавовыми вулканами и термальными источниками.

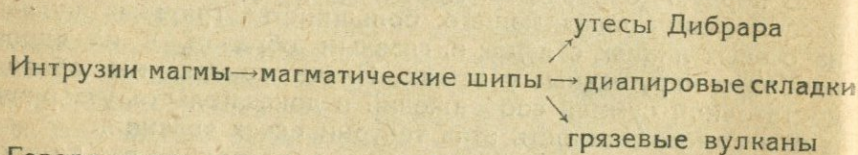
Впоследствии, много лет спустя, эти в значительной степени оставленные идеи Абиха вновь поставили в порядок обсуждения Э. П. Штебер и С. А. Ковалевский (95, 96). Последний свое воображение старается подкрепить таким заключением: „чем глубже и подробней мы проникаем в их (грязевых вулканов—М. М.) сущность, тем яснее и непреложнее выясняется их генетическое родство с настоящими магматическими вулканами, эмбриональными формами которых они являются“.

„Глубина зарождения газов, главного двигателя грязевых извержений, достигает мезозоя и по всем признакам приурочена к контактам осадочных пород с внедрениями изверженных, обильно распространенными в Закавказьи, главным образом, в верхнем мелу и отчасти в нижнем палеогене“.

С. А. Ковалевский, усматривая закономерность в расположении грязевых вулканов в связи с складчатыми структурами, считает возможным объяснять генезис диапировых складок „вторжением магматических интрузий по тектоническим линиям и образованием от интрузий отпрысков в роде магматических шипов“.

Не имея в природных условиях подтверждения для своих построений, С. А. Ковалевский делает следующий шаг, стремясь в так называемых утесах Системы Дибрара видеть предвестников своих магматических шипов, которые в стремлении прорваться на поверхность в виде огромных артиллерийских снарядов протолкнули известняковые утесы юры через покровы более юных осадков. Сами же магматические шипы не имели сил дойти до поверхности и остались погребенными на глубине.

Итак, генетическая схема грязевого вулканизма и диапиризма С. А. Ковалевского такова:



Говоря иначе, все явления грязевого вулканизма и диапиризма имеют один и тот же генетический корень и побудительную причину. Отличием является то или иное количество газов, поскольку для образования грязевых вулканов и тех огромных подчас излияний грязевой брекчии необходимо накопление достаточного запаса энергии сжатого газа. По достижении известного предела этот запас энергии сжатого газа расходуется в виде сильнейших извержений — взрывов, устремляя через жерла вулканов потоки извергающейся грязи.

Представления С. А. Ковалевского по причине их абсолютной фактической бездоказательности могут рассматриваться лишь в качестве довольно красивой гипотетической картины, рисующейся воображению названного исследователя. Поэтому они и не находят поддержки у подавляющего большинства геологов.

Как известно, другая разделяемая многими геологами (А. Н. Краснов, Д. В. Голубятников, К. П. Калицкий, В. В. Вебер и др.) точка зрения основную причину в образовании грязевых вулканов видит в скоплениях нефтяных газов. Газовое давление, по мнению указанных исследователей, является единственной причиной, создавшей мощные накопления брекчий, слагающих грязевые вулканы. Образование же брекчий происходит за счет извержений, взрывов перенакопившегося газового давления.

Таким образом, процесс или механизм образования брекчий остается тот же, что и в представлениях С. А. Ковалевского, но побудительные причины различны.

Иные воззрения изложены А. Д. Архангельским в работе, посвященной проблеме генезиса грязевых вулканов и диапировых складок Апшеронского полуострова и Креченско-Таманской области (17). Он усматривает причину явлений извержения или выдавливания брекчиевидных масс на поверхность даже без всякого участия газового давления в силу только механизма образования диапировых складок. То-есть, говоря иначе, причины образования, как грязевых вулканов, так и диапировых складок в основном определяются тектоническими условиями и что эти оба явления представляют собой, в сущности, модификации одного и того же процесса.

В свете новейших представлений о механизме и генезисе складчатых структур последняя точка зрения представляется наиболее достоверной и правильной, на чем мы остановимся еще раз несколько ниже.

Извержения грязевых вулканов, как и образование диапировых складок, сопровождаются накоплением и развитием огромных брекчиевых масс, которые, в зависимости от степени проявления указанных явлений, могут быть подразделены по структуре их слагающего материала на ряд типов.

Мы знаем попытку четырех авторов (Н. С. Шатский, Е. В. Милановский, М. М. Жуков, В. Е. Руженцев) разбить встречающиеся брекчиевые образования на четыре типа. Простейшим из этих типов по мысли названных исследователей является широко распространенная брекчия  $\alpha$ , представляющая собой не что иное, как простую тектонически измененную породу в пределах одного и того же пласта или однородной толщи. При разломе кусок такой тектонической брекчий распадается на отдельные кусочки, часто линзовидной формы, хорошо отшлифованные со всех сторон в результате перетирания. Этот тип тектонической брекчий подразумевался нами не раз выше и в особенности при характеристике компетентности различных и, главным образом, глинистых свит.

Генетическая брекчия  $\alpha$  принадлежит к категории брекчий межпластового скольжения или волочения, характерно проявляющихся в условиях складчатостей дисгармонического типа. Естественно поэтому, что при прослеживании податливого, мобильного, способного к образованию межпластовой складчатости и брекчий волочения пласта или горизонта, мы в тех частях его, которые являются относительно спокойными, наблюдаем нормальное положение слоистости, при переходах же по простиранию в участки, претерпевшие наибольшие деформирующие усилия, наблюдаем развитие межпластовой мелкой складчатости волочения и тектонической брекчий. В то же время покрывающие или подстилающие, устойчивые компе-

тентные слои подчас остаются незатронутыми этими процессами дисгармонии.

Подобные явления слишком хорошо и отчетливо представлены в Северном Кабристане и северо-западной части Апшеронского полуострова, в областях преимущественного распространения пород верхнего мела и палеогена.

Следующим типом тектонических брекчий четыре автора считают так называемую брекчию  $\beta$ , которая отличается от брекчий  $\alpha$  дальнейшим развитием процесса перетирания. Она состоит из однородного цемента и галек, которые не утратили еще всех признаков породы, из которой они произошли. Брекчия  $\beta$  представляет собой образование гомогенное, т. е. происшедшее (цемент и галька) из одного и того же комплекса или слоя. Распространена в чистом виде очень мало.

Поскольку следующие два типа брекчий, устанавливаемые названными авторами, охватывают всю ту массу известных нам в Кабристане и на Апшеронском полуострове брекчиевых образований, будь то покровы тектонической брекчий или отложения огромных конусов грязевых вулканов, поскольку нам представляется, что в этом вопросе авторы допустили увлечение односторонним разрешением проблемы и тем самым свалили в одну кучу ряд отличных весьма интересных брекчиевых отложений, преувеличив значение исключительно тектонических процессов в образовании брекчий, мы остановимся весьма кратко на предлагаемой характеристике этих двух типов брекчий.

Итак, брекчия  $\gamma$  в отличие от брекчий  $\beta$  представляет собой образование гетерогенное, хотя по структуре цемента совершенно сходна с брекчией  $\beta$ . Состав элементов этого цемента и внедренные включения произошли не из одного петрографического слоя или горизонта, а из нескольких. Массивы, сложенные брекчией  $\gamma$ , достигают подчас крупных размеров, причем среди них встречаются иногда громадные глыбы нормальных пород. Наиболее часты брекчиевые образования, состоящие из смеси майкопских и коунских пород, включающих иногда крупные глыбы, почти неизменных понтических, диатомовых и средиземноморских пород.

Брекчия  $\delta$  также является образованием гетерогенным. Ее особенностью, отличающей от предыдущих типов, является то, что цемент настолько сильно изменен, что нельзя различить из пород какого возраста он составлен. Гальки этой брекчий происходят из пород разнообразнейших стратиграфических горизонтов. Также часты включения крупных глыб различного возраста. Таким образом брекчия  $\delta$ , считаемая обычно сопочной брекчией, с точки зрения четырех авторов, представляет лишь крайний предел изменения тектонитов Кабристанского типа, видимо, весьма сильно измененных водой.

Подытоживая сказанное, по мысли названных авторов, не трудно установить, что все виды брекчий генетически тесно

связаны между собой переходами и по степени, перетертости и перемешанности располагаются в следующий ряд: нормальная порода → брекчия  $\alpha$  → брекчия  $\beta$  → брекчия  $\gamma$  → брекчия  $\delta$ .

Подобные представления, принимающие за основу односторонне идущий процесс образования брекчий нами не могут быть разделены.

В пределах Центрального и Южного Кабристана мы наблюдаем брекчиевые образования морфологически следующих типов.

1. Брекчии тектонические, обусловленные различной компетентностью деформируемых пластов, по градации четырех авторов приближающиеся к брекчии  $\alpha$  и могущие быть названы брекчией волочения или брекчией межпластового скольжения.

2. Брекчии, сопровождающие тектонические разрывы сплошности слоев по фронтальным частям надвигов и взбросов. Этот тип брекчий морфологически близок к брекчии  $\gamma$  по градации четырех авторов, так как в большинстве случаев является образованием гетерогенным, состоящим не из одного петрографически однородного слоя или комплекса слоев. В процессе надвигания брекчия, образуемая в зоне разрыва, естественно, может состоять из перетертых и перемешанных отдельных пород, окружающих зону деформации. Часты и отторженцы или глыбы захваченных в процессе перемещения нормальных пород. Такой тип брекчий может быть назван брекчией разрыва или брекчией надвига.

3. В ядровых частях складок, в так называемых диапирах, в описываемой области Кабристана наблюдаются преимущественное развитие тектонически деформированных в брекчию пород палеогена (майкопской коунской свит). Этот тип брекчий приближается также к брекчии  $\gamma$  по шкале четырех авторов и в разрезе наших представлений о проявлении и генезисе диапризма в Кабристане может быть назван брекчией выдавливания.

4. Наряду с брекчией выдавливания, распространение образований которой, естественно, приурочивается к ядровым частям диапировых складок, иначе говоря, к тем путям, по которым и происходит выдавливание, мы наблюдаем в пределах Кабристанских пастбищ развитие покровов так называемой тектонической или дислокационной брекчии. Что из себя структурно представляют образования этой брекчии? Морфологически это несомненно гетерогенное образование, отвечающее в полной мере требованиям брекчии  $\gamma$  по шкале четырех авторов. Действительно, в составе этого типа брекчии, несмотря на сильную перетертость и перематость материала, мы улавливаем довольно отчетливо исходные породы, послужившие для образования брекчии. Как и в предыдущем случае, главная роль в составе принадлежит податливым, пластичным породам палеогена. Покровы подобной брекчии встречаются вне всякой возможной территориальной

связи с превращенными в брекчию выдавливания ядрами диапиров и поэтому этим брекчиевым покровам следует придать иное объяснение их генезиса. В разрезе наших представлений мы в данном случае имеем дело с брекчией оползания.

5. Следующим еще более распространенным типом брекчиевых образований являются достаточно широко известные сопочные покровы и натёки, генетически связанные с явлениями грязевого вулканизма. Морфологически этот тип охватывается описанием брекчии  $\delta$  по представлениям четырех авторов. Итак это буд-т брекчия сопочная.

6. Наконец, мы знаем факты, свидетельствующие о некотором распространении так называемых пластовых брекчий, структурно выходящих из рамок описания и соответствующих требований к брекчиевым образованиям, сопровождающих волочение и межпластовое скольжение. Иногда эти пластовые брекчии, подстилаемые и покрываемые нормальными породами, по своему составу морфологически близки брекчиям выдавливания или оползания, в других случаях они структурно отвечают сопочным образованиям. Очевидно и генетически они представляют собой прикрытые более юными отложениями и имеющие некоторое определенное горизонтальное протяжение сопочные покровы (особенно в условиях подводных извержений и излияний грязи) или покровы оползневой брекчии. Таким образом, пластовые брекчии разбиваются на два подтипа: а) пластовая брекчия оползания и б) пластовая сопочная брекчия.

Поскольку наши представления о процессах образования перечисленных типов брекчиевых отложений тесно переплетаются с проблемой генезиса грязевого вулканизма и диапиризма в Кабристане, в двух словах следует остановиться на выяснении природы указанных явлений.

Морфологически диапиризм—явление гораздо более распространенное, нежели думали о том раньше и особенно тогда, когда этот тип нарушения складок устанавливался Л. Мразеком (112, 113).

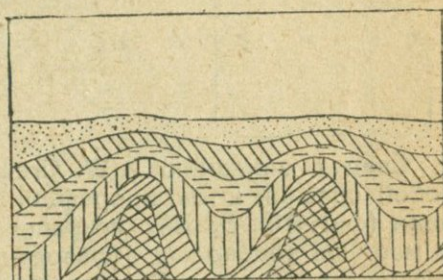
Л. Мразек считал диапировой складкой ту, у которой слои в ядре являются наклоненными гораздо более, чем на крыльях, так что при удалении от ее оси пласты постепенно приближаются к горизонтальному залеганию. Подобное строение складки является результатом того, что ядро складки, состоящее из более древних слоев, прободило или прорвало под влиянием орогенических сил более молодые слои, залегающие в ее своде, и привело вследствие этого к выжиманию облегающих его слоев и скольжению их по нему и друг по другу. Этот генетический признак „скольжения“ слоев друг другу и по поверхности ядра при прободении последним свода необходимо всегда вводить в морфологическое определение диапировой формы, так как в ином случае и именно в случае, когда основание более молодых свит совпадает с линией контакта более древних свит, ни о каком прободении или „протыкании“ ядром

свода говорить совершенно нельзя. Наблюдающееся же при этом явление уменьшения на крыльях угла падения слоев легко объясняется образованием данной складки при постепенном и медленно дислоцирующем процессе и при интенсивном в то же время накоплении осадков. При этом мы будем иметь постепенный переход от горизонтального к неровному, смятому в складки залеганию более древних свит, и бесперывное и быстрое выравнивание дна отлагающимися более молодыми осадками (фиг. 16).

Итак, диапировыми складками следует считать только те, у которых отмечается не только 1) уменьшение угла падения

фиг. 16

Схема образования складки при непрерывно действующих силах бокового сжатия и непрерывном отложении осадков



слоев на крыльях по мере удаления от их оси, но также и 2) пер сечение нижних горизонтов более молодых свит при контактах с более древними линией их соприкосновения.

Складки, отвечающие поставленным условиям, широко распространены на обоих окончаниях Главного Кавказского хребта.

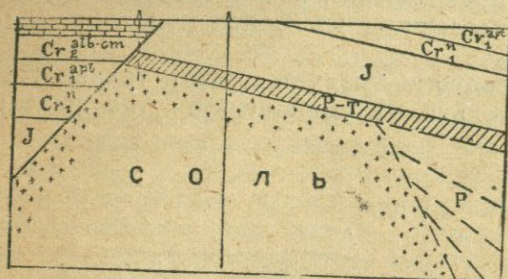
Яркими примерами подобных структур могут служить Бинагадинская, Шабандаг-Аташкинская и много других складок Апшеронского полуострова и подавляющее большинство складок Кавказа. Это, так сказать, первый морфологический тип диапировых структур.

Все больше и чаще начинается применение термина „диапиризм“ к объяснению строения куполов и брахиантиклиналей в областях развития так называемой соляной тектоники. Эмбенский район является в этом отношении одним из лучших примеров распространения структур подобного строения. При этом известны как купола, которых соляные штоки выведены в результате прободения сводов на поверхность, так и купола, у которых процесс прободения оказывается полностью незавершенным, и присутствие соляных штоков обнаруживается на некоторой глубине бурением (Доссор, Искинэ, Ново-Богатинск, Шубар-Кудук и т. д.).

Указанные купола вполне отвечают вышепоставленным условиям морфологического определения диапиризма, так как в них более молодые отложения, прикрывающие соляные штоки, обнаруживают большую интенсивность в дислокации, чем ближе располагаются они к соляному ядру. Дислокации эти резко

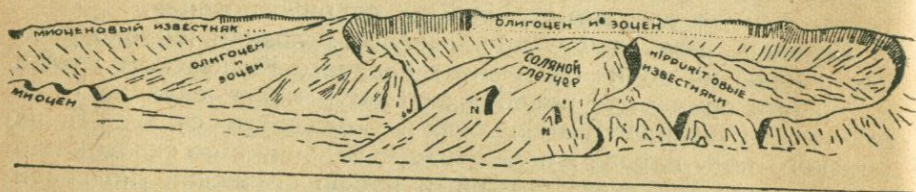
проявляются, помимо увеличения углов падения в более древних свитах, многочисленными и разнообразными сбросами (фиг. 17).

Классическим примером завершеного диапира, вызванного наличием соляного штока, является купол Кух-и-Ангур на берегах Персидского залива, где подобно Эмбенскому району, известно широкое распространение соляно-купольных структур.



фиг. 17  
Схема строения доссорского купола

Следуя описанию I. W. Gregory, Кух-и-Ангур представляет собой соляной шток, прорвавшийся через свод длинной антиклинали (фиг. 18). Эрозия вскрыла меловые слои в ядре складки и мощные эоценовые образования в виде эллиптического амфитеатра по крыльям. Соль выжимается через центральную часть купола („кратер“) меловых слоев и огромная масса соли течет по склону в виде ледяного глетчера.



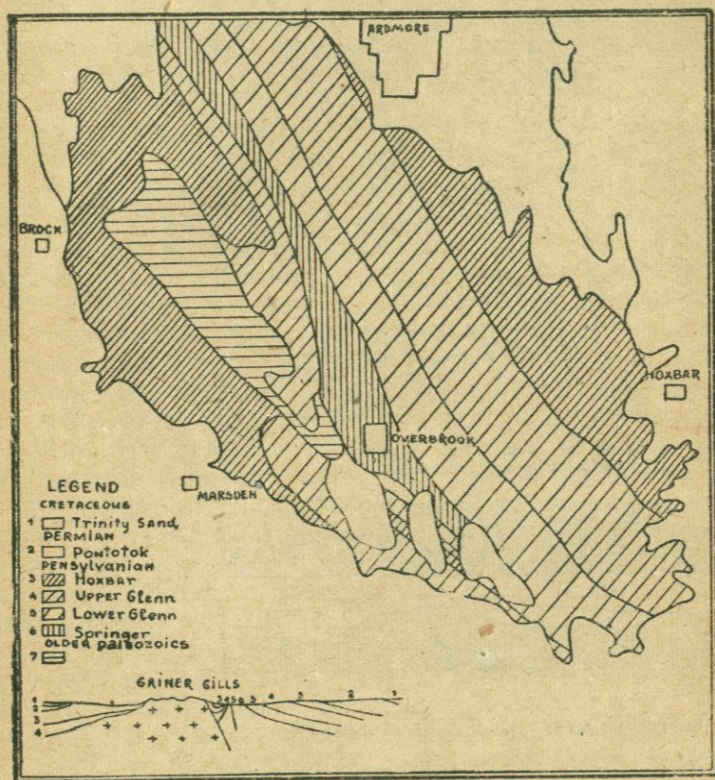
фиг. 18  
Общий вид купола Кух-и-Ангур (Южная Персия)

Соляной глетчер почти покрыл и окутал эоценовые отложения, развитые на склоне с южной стороны за исключением двух пиков (нэков), которые попрежнему высовываются из масс соли.

Вполне очевидно, что купола Эмбенского района, а также и других подобных областей развития соляной тектоники генетически отличны от диапировых структур Апшеронского полуострова и Кабристана и составляют, так сказать, второй морфологический тип диапировых складок.

Затем, к категории складок, морфологически отвечающих требованиям диапиров, относятся структуры, связанные с так называемыми „погребенными холмами“. Эти структуры широко распространены в юго-западной Оклахоме, а также в штате Тексас (месторождение Панхендл). Весьма возможно, что и строение Чуссовских Городков относится к этой же категории.

В качестве примеров можно привести месторождение Гринер Хиллс и вообще строение антиклинали Вичита в Оклахоме. Месторождение Гринер Хиллс (фиг. 19) определяется в центре (ядре) формациями Glenn и Нохбар системы Пенсильвании, ограниченных с запада, юга и частично с севера образованиями Trinity sand мелового возраста. Формация Pontotoc перм-



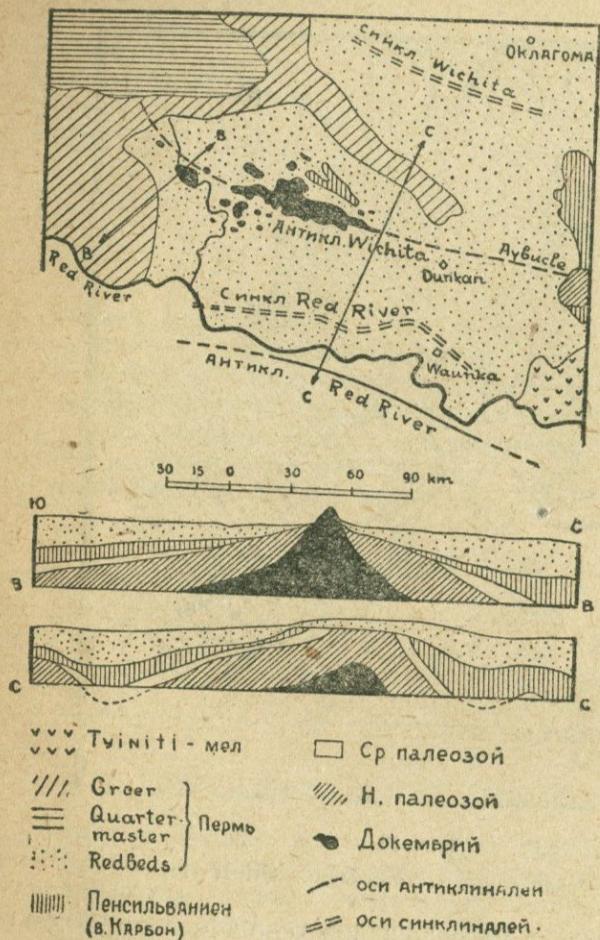
фиг. 19

Геологическая карта месторождения Griner Hills

ского возраста покоится на отложениях Glenn севернее месторождения. Гринер Хиллс, относительно которого слои формации Glenn опустились книзу, представляет собой обломок древнего Гринер Хиллс, который представлял собой в свою очередь один из частей Вичита-Монтенс и согласуется, и увязывается с комплексом складчатости и сбросов отложений Ордовичиен (силур).

Горы Вичита (фиг. 20) представляют большую сильно размытую асимметричную складку с выступающим гранитным ядром и

с более крутым северным крылом. К западу складка постепенно сглаживается, а к востоку переходит в широкую низкую арку Дункан, которая далее к востоку сливается с хребтом Арбокль. Антиклинальные структуры, связанные с „погребенными холмами“ древнего рельефа, в образовании которых тангенци-



фиг. 20

Геологическая карта и профиль антиклинали Wichita

альные усилия безусловно не принимали участия, морфологически, однако, отвечающие условиям диапиризма, могут составить третий морфологический тип диапировых складок.

Таким образом, усматривая возможность применения термина „диапиризм“ к различным по существу своему образования, но морфологически отвечающим условиям, определяющим диапиры антиклинальным структурам, нетрудно убедиться в необходимости каждый раз уточнять, какой именно генетически тип диапиризма предусматривается при описании.

На Апшеронском полуострове и в рассматриваемой области Кабристана распространены диапировые складки, принадлежащие к первому из указанных морфологических типов.

Это складчатые структуры, обусловленные тангенциальным давлением, воздействующим на комплекс различных компетентных свит или пластов. К генезису этих форм мы и обратимся.

Впервые описавший диапировые складки и установивший в геологической литературе этот термин румынский геолог Л. Мразек считает явление диапиризма результатом проявления тангенциальных дислокационных процессов, но объясняет его в своих работах различно.

В работе, относящейся к 1907 году (112), он говорит, что „протыкание“ вызывается главным образом соляными штоками, которые до действия дислоцирующих сил представляли собой линзовидные залежи соли, являющиеся, в своем процессе превращения в округлые и эллипсоидальные формы, клиньями в процессе протыкания свода складки ее ядром—штоком.

Подобное представление о генезисе диапировых складок ограничивает возможность его применения областями распространения соляно-купольных структур и бездоказательно для таких районов, как Апшеронский полуостров, Кабристан и Таманский полуостров, где, как известно, соляные штоки отсутствуют. К тому же даже в областях распространения гипсово-соляных штоков (Персидский залив, Эмбенской район и т. д.) многие исследователи (Д. В. Наливкин, М. Краус и др.) объясняют проявление соляной тектоники не в результате воздействия тангенциального давления, а совершенно иными путями, ничего не имеющими общего с обычными в нашем представлении об орогенических процессах.

Очевидно, слабость своей первой позиции учел и сам Л. Мразек, так как в работе 1910 г. (113) он дает уже иное объяснение происхождению диапировых складок.

„Что касается происхождения диапировых складок в Прикарпатах Румынии, то эти складки являются результатом неравномерного действия тангенциальных сил на комплекс слоев. Слои на глубине сильнее дислоцированы, чем слои позднейшие, которые этим почти не были затронуты. Избыток напряжения в глубине находит свое выражение в дислокациях, которые производятся в точках слабого сопротивления вышележащих слоев в точках, в которых глубинные слои протыкают более молодые“.

Это представление кажется нам наиболее близким к действительному, но необходимо ввести в него в качестве обязательного условия еще и фактор различной компетентности отдельных свит и пластов

Нам известна также попытка С. А. Ковалевского (95) объяснить явление диапиризма и грязевого вулканизма воздействием магматических масс, стремящихся в виде неглубоко погребенных, интродуцировавших магматических шипов прорваться на поверхность. О бездоказательности подобного умозаключения мы

говорили выше и поэтому это толкование мы ни коим образом не имеем права переносить для объяснения генезиса диапировых складок и грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Кабристана.

Наши представления о генезисе диапировых складок и грязевых вулканов находятся в близкой связи со взглядами А. Д. Архангельского (17) и С. Р. Зубера (82).

Таким образом предусматривается общность причины образования как грязевых вулканов, так и диапировых складок, представляющих собой, как отмечалось выше, лишь модификации одного и того же тектонического процесса, причем последний выражается в проявлении тангенциально действующих сил, сминающих неоднородный по компетентности комплекс слоев.

Совершенно справедливо заключение Г. Штилле (130), К. Крейчи-Граф (101), А. Д. Архангельского (17) о том, что „складчатость с вертикальным, протыкающим движением центральных частей антиклиналей должна возникать в тех случаях, когда при не особенно большой величине горообразующих сил последние действуют на комплекс пород, состоящий, говоря схематично, из трех членов: нижнего—мало сжимаемого, среднего—весьма легко поддающегося сжатию и верхнего—вновь сравнительно плохо сжимаемого.

В такой системе, очевидно, должны создаться своеобразные условия „внутрипластового давления“, если можно так выразиться, которое, будучи направлено вверх, может вызвать явления выдавливания пластичных масс кверху и протыкания ими покрывающих пород.“

Указанные условия образования диапиров в полной мере осуществлены в рассматриваемой зоне Кабристана и западной половине Апшеронского полуострова. Возвращаясь к главе, посвященной характеристике компетентности свит, принимающих участие в строении юго-восточного погружения Кавказского хребта, мы констатируем, что разрез верхнемеловых и третичных образований, беря его в целом, отвечает изложенным требованиям, а именно, комплекс верхнемеловых свит, лишь за исключением юнусдагской свиты, обладает высокими показателями сопротивления боковому сжатию, высокой компетентностью. Тем более к категории высококомпетентных свит относится ильхидагская, непосредственно подстилающая чрезвычайно податливую и мобильную глинисто-сланцевую толщу палеогена.

Мобилен и податлив разрез миоцена, хотя в значительно меньшей степени, нежели коунская и майкопская свиты. Наконец, плиоцен относится к категории образований средней, а подчас и высокой компетентности (понт, акчагыл в Сев. Кабристане и Шемахинском районе, продуктивная толща, апшеронские известняки на Апшеронском полуострове).

Таким образом, в основном верхнемеловые слои играют роль мало сжимаемого, компетентного члена разреза, палеоген

и отчасти миоцен могут быть считаны за средний, весьма легко поддающийся сжатию, и, наконец, плицен—за верхний член разреза вновь сравнительно плохо сжимаемый.

Поэтому на Апшеронском полуострове и в Кабристане в области юго-восточного погружения Главного хребта, там, где горообразующие силы проявлялись значительно ослабевшими в сравнении с центральной зоной хребта, подобное соотношение в относительной сопротивляемости боковому сжатию отдельных членов геологического разреза не могло не сказаться особенно отчетливо и ярко.

Действительно, механические свойства названных свит, создавая условия „внутрипластового давления“ и обуславливая тем самым образование сложнейшей дисгармонической межпластовой складчатости в свитах мобильных и некомпетентных, какими являются палеогеновые—майкопская и коунская свиты—привели к образованию конечной стадии дисгармонии к явлениям диапиризма, явлениям выдавливания вверх пластичных глинисто-сланцевых масс в участках вышепокрывающего устойчивого комплекса слоев, относительно больше нарушенных, естественно совпадающих территориально со сводами антиклинальных складок. Пластичные массы палеогена, раздвигая нарушенные своды антиклиналей, подобно акварельной краске, выходящей из тюбика, появлялись на дневной поверхности в окружении чуждых, гораздо более юных по возрасту пород, слагающих крылья складок.

Будучи еще в процессе бокового сжатия, в результате провления элементов вольочения и межпластового скольжения и перетирания, превращенными в тектоническую брекчию, эти пластичные массы коуна и майкопа доходили до дневной поверхности в ядрах выдавливания и протыкания еще более структурно нарушенными и перемешанными в виде брекчии выдавливания.

Появляясь на поверхность, брекчиевые массы деформированных палеогеновых пород, уподобляясь по показателям пластичности соляно-гипсовым образованиям; выдавливаясь все больше и больше, давали начало образованию покровов брекчии оползания. Эти брекчиевые оползни естественно спускались по склонам антиклинальных структур в пониженные части рельефа и там сохранились в виде импозантных, внушительных покровов тектонической брекчии, потерявших подчас, в результате последующей эрозии, непосредственную связь с очагами выдавливания, т. е. со своими корневыми частями. Эти факты отчетливо были прослежены и установлены в Центральном и Южном Кабристане М. И. Цыбиком в процессе работ 1931 года.

Очевидно, это оползание брекчиевых масс от очагов выдавливания в пониженные части рельефа происходило в условиях субаквальных, что не могло не способствовать интенсификации процесса перемещения. Стоит только вспомнить классические работы А. Гейма (47), Ф. Ф. Гана (45), К. Ендриса (73)

и А. Д. Архангельского (18) и др., в основном посвященные вопросам подводных оползаний пластичных масс по склонам дна бассейнов, чтобы явление образования значительной части брекчиевых покровов в Кабристане стало понятным и очевидным. Ничтожные наклоны дна бассейнов, выражающиеся в пределах 2—3°, оказываются достаточными для того, чтобы незатвердевшие пластичные массы начали сдвигаться вниз в виде огромных оплзней—шлейфов от места их первоначального отложения.

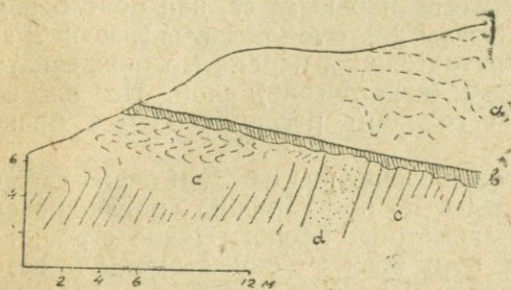
Образование грязевых вулканов, генетически связанное с явлениями диапиризма, представляет собой еще более усложненную модификацию того же тектонического процесса. Принципиальное отличие грязевого вулканизма от диапиризма сводится лишь к наличию в очагах зарождения вулканов достаточно больших скоплений газа, часто и воды, чтобы по достижении известного предела газового давления, перемешанные в хаотическую брекчию, нередко увлажненные, захваченные породы в виде импозантного красочного взрыва и извержения излить на поверхность. Что же касается доказательств возможного накопления в недрах требуемых для этого больших количеств газа, то как и на юго-восточном окончании Кавказа, так и на северо-западном, именно там, где так широко развиты грязевые вулканы, они не нуждаются в подтверждении, ибо Апшеронский полуостров и Кабристанские пастбища, с одной стороны, и Таманский полуостров, с другой, принадлежат к газо-нефтеносным районам.

Подобно Апшеронскому полуострову, в пределах рассматриваемой зоны Кабристана, наряду с явлениями грязевого вулканизма и диапиризма, явлениями, свойственными областям дисгармонической сложной складчатости, чаще и больше наблюдаются факты, свидетельствующие о распространенности также явлений надвигового характера, явно указывающих на значительные горизонтальные перемещения в комплексе третичных свит.

Описание этих явлений мы находим в некоторых работах Д. В. Голубятникова, Н. С. Шатского, М. М. Жукова и др., о них также говорил В. В. Вебер на II Закавказской конференции геологов (Баку, ноябрь 1932 г.), сообщая о результатах работ на Маразинском и Пирсагатском планшетах Кабристанских пастбищ геологов НГРИ Акатова и С. Ф. Федорова.

Остановимся на краткой характеристике некоторых из этих явлений. Весьма отчетливо и бесспорно наблюдается дислокационное перемещение надвигового типа в западной части нашей зоны, несколько севернее г. Шемахи, невдалеке от с. Энгехеран. Этот район, собственно говоря, находится на грани или даже входит в описанную выше зону Северного Кабристана. Там складка, образованная известняково-мергелистой толщей ильхидагской свиты, запрокинута на юг, причем ильхидагские слои тектонически ненормально ложатся непосредственно на сгофрированные и перемятые породы майкопской свиты.

Таким образом, в данном случае перекрытыми являются образования всего эоцена и палеоцена, т. е. коунской и сумгаитской свиты. Подобное строение Энгехаранской структуры даст возможность подойти с достаточной долей вероятности к объяснению генезиса жил асфальтита, наблюдаемых в толще ильхидагских известняков. Повидимому миграция нефти из перекрытых в процессе надвига отложений эоцена и олигоцена и последующее окисление нефти явились причиной образования отмеченных жил асфальтита.



фиг. 21

Схема надвигового явления на южном крыле чеильской антиклинали

*a*—коунская свита, *b*—горизонт скольжения, *c* и *d*—майкопская свита

Как уже было указано выше, явления надвигового типа наблюдались Акатовым в процессе работ в Пирсагатском и Маразинском районах. К сожалению, мы не располагаем более или менее подробными описаниями этих дислокаций. В том же Маразинском районе, севернее с. Маразы, у подножья хребта Герадиль, на верхний отдел майкопской свиты непосредственно налегает с явно выраженным тектонически ненормальным контактом мощная свита ильхидагских песчанистых известняков и мергелей, т. е. повторяется картина, подобная энгехаранской дислокации.

Весьма интересно отметить, что по линии ненормального контакта ильхидагской и майкопской свит отмечается довольно мощный слой (1,5—4 м) дислокационной „надвиговой“ брекчии, представленный совершенно перетертыми майкопскими глинами, содержащими включения кусков как майкопских, так и ильхидагских пород.

Хорошо изучены и описаны Н. С. Шатским (127) явления надвигового типа в пределах Чеильского планшета Кабристанских пастбищ, являющегося для понимания тектоники рассматриваемой тектонической зоны одним из наиболее показательных и основных.

В пределах Чеильского планшета надвиговые явления зафиксированы в целом ряде мест. Так, например, на южном крыле Чеильской антиклинали коунские породы, сложно дислоцированные и перемятые, образующие ядро складки, надвинуты на спокойно падающие к югу майкопские слои северного крыла Рамазанской синклинали расположенной к югу от Чеильской структуры (фиг. 21). Вдоль надвиговой плоскости отчетливо

прослеживается прослой дислокационной брекчии, мощностью до 30—35 см, состоящий из перетертых глин обеих, коунской и майкопской, свит. В западной части Чеильской складки, ближе к г. Загяр-даг, надвиговая плоскость падает на север весьма полого, всего под углом около 10—15°, тогда как восточнее ее угол наклона значительно возрастает. В этом примере мы наблюдаем факты горизонтального перемещения порядка нескольких сот метров.

Несколько южнее Чеильской складки, на южном склоне возвышенности Календер-Тепе наблюдается, как полого падающие на юг верхние горизонты диатомовой свиты (мэотис?) являются надвинутыми на крутостоящие, перемятые нижнедиатомовые и спаниодонтелловые (караганские) слои. По плоскости надвига прослеживается горизонт раздробленных в брекчию пород.

Наконец, в том же ряду явлений мы находим очень сложную дислокацию Алятской гряды, по простиранию прослеживаемую на несколько десятков километров. Геологическое строение ее рисуется ненормальным контактом с одной стороны (с севера) низов продуктивной толщи и с другой (с юга)—образований среднего отдела апшеронского яруса. По линии ненормального контакта указанных свит прослеживается зона нарушения шириной от нескольких десятков до нескольких сот метров, по которой располагаются сопочные покровы грязевых вулканов, линейно с нею связанных, а также развиты перемятые в дислокационную брекчию породы различного возраста до юрского включительно.

Тектоническое нарушение Алятской гряды рассматривалось в свое время И. М. Губкиным, а затем и С. Ф. Федоровым в качестве громадного сброса с амплитудой в 1600 м. В 1929 году М. М. Жуков, а затем и автор настоящих строк высказали сомнение в подобном толковании названной дислокации и склонились к более сложному ее представлению в виде крупного перемещения надвигового типа.

Итак, имеем ли мы дело с крупным сбросом, или же дислокация принадлежит к типу значительных горизонтальных смещений? Смещение, если считать по вертикали и тем самым склоняясь на сторону, так сказать, сбросовой гипотезы генезиса алятской дислокации, должно выражаться по самому скромному подсчету в 1400—1600 м. Естественен вопрос, подобно тому, как это мы делали выше в отношении Прикаспийского района, о возможности и вероятности такого громадного сброса в условиях ярко выраженной складчатости, достигшей своего наибольшего развития. Ведь дело не только в том, что продуктивная толща находится в ненормальном контакте с средним апшероном, но также необходимо решение проблемы, какой комплекс образований на глубине может захватывать эта дислокация. Поэтому остается еще раз повторить, что в условиях складчатых систем, где сбросы, как правило, являются попут-

ными, подчиненными формами и относительно мелкими по масштабу, столь колоссальный сброс вряд ли возможен.

С другой стороны, в зоне тектонической брекчии, протягивающейся полосой вдоль Алятской гряды, мы констатируем наличие обломков, кусков и даже глыб пород третичного и мезозойского возраста, вплоть до известняков титона с остатками фауны (*Pecten sp.*, *Rhynchonella sp.* и т. д.). Откуда же могли появиться эти глыбы или куски? Можно думать о грязевых вулканах в качестве путей выноса на поверхность обломков глуболежащих пород, но неужели вулканы действуют с таких глубин, на которых залегают юра?\* Нам кажется, что расположение очагов грязевого вулканизма значительно выше.

Что же, наконец, требуется для доказательства проявления вдоль Алятской гряды дислокации типа значительных горизонтальных перемещений? Мы наблюдаем зону тектонической брекчии, мы имеем тектонически ненормальный контакт свит различного возраста и, наконец, мы констатируем оторженные, захваченные в поступательном движении куски и глыбы нижележащих, перекрытых пород. Иначе говоря, мы не имеем никаких доказательств, противных для установления дислокаций надвигового типа. Исходя из этого положения, следует с убежденностью предполагать проявление вдоль Алятской гряды крупного горизонтального смещения надвигового типа, а не дислокацию в виде сброса.

### РОЛЬ И МЕСТО ОБЛАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОГРУЖЕНИЯ ГЛАВНОГО ХРЕБТА В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СХЕМЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Заканчивая, необходимо остановиться на тех представлениях, которые существуют среди геологов относительно места и роли в общих тектонических построениях Кавказа рассмотренной нами области, его юго-восточного окончания и затухания. Издавна у большинства геологов сложилось представление о Главном Кавказском хребте, как об одном из звеньев цепи складчатых систем альпийского типа, протягивающейся через Карпаты, кряж Добруджи, Крымские (Таврические) горы, Главный Кавказский хребет, М. и Б. Балхан, Копет-Даг и дальше к альпийским горным сооружениям Средней Азии. При этом сопряжение Большого Кавказа и хребтов Закаспия мыслилось через Апшеронский полуостров и небольшой архипелаг островков восточнее его по дну Каспийского моря в виде подводного кряжа или вала, разобщающего бассейн на две—северную и южную—впадины. Таким образом, нами рассмотренная область представлялась в качестве конечного участка или

\* Кстати сказать, титонские известняки по своему характеру близки и даже неотличимы от массивов известняков Шах-дага на северном склоне Кавказского хребта.

зоны погружающегося хребта тектонически несомненно тесно связанной со структурным его оформлением, но по причине более слабого проявления действовавших деформирующих сил не поражающей столь резко и мощно выраженными структурами.

Очевидно, только так и следует рассматривать резюмирующие выводы В. П. Ренгартена, относящиеся к 1926 г. (116), когда названный исследователь складчатости Системы Дибрара и Апшеронского полуострова помещал в так называемую „горную зону северного склона Кавказа“ и именно в восточную часть ее, простирающуюся к востоку от р. Ардона.

Уместно повторить характеристику, даваемую В. П. Ренгартеном. „Восточная часть, к востоку от Ардона, характеризуется развитием передовых антиклинальных хребтов (Терский, Сунженский и пр.), образованных третичными слоями; сильно развиты разрывы в полосе юрских сланцев. Благодаря, очевидно, более глубокому положению кристаллического основания, размах дислокаций здесь гораздо больший, чем в центральной зоне. На севере часть надвигов переходит даже в покровы (Шатский, Ренгартен и пр.). Приближаясь к Каспийскому морю, оси складчатости погружаются, а в Кабристане и на Апшеронском полуострове складки образуют расходящийся пучок и теряют свою закономерность в своем простирании (свободная виргация)“.

Примерно к тому же времени относятся две работы В. В. Богачева—одна, помещенная в материалах по районированию Азербайджана (27), и вторая, дублирующая, на страницах журнала „Азербайджанское Нефтяное Хозяйство“ главы о тектонике из первой (28).

В этих работах В. В. Богачев разбивает область юго-восточного погружения Большого Кавказа на две зоны, выделяя зону Главного Кавказского хребта и Шемахино-Сальянскую и Апшеронскую зону складок. Граница между этими зонами проходит через Лагичский пояс изверженных пород и далее на восток между г. Дибрар и с. Астраханкой. Существенным, если не главным отличием этих зон, по мнению В. В. Богачева, является то, что Шемахино-Апшеронский участок лишен выходов мезозойских пород, и его складчатость по своей невыдержанности простираня и структурно отлична от складчатости зоны Главного Хребта. Границы не являются произвольно проведенными, а проходят по крупным радиальным смещениям (сбросам), линии которых прослеживаются от Еандама к Лагичу и дальше намечаются в широтном направлении несколько севернее с. Астраханки мимо с. Алты-Агач. С юга и юго-запада Шемахино-Апшеронский участок ограничен грабеном Куры, представляющим тектонически нечто самостоятельно-целое.

„Отклонение складок Шемахинской зоны от общекавказского простираня  $300^{\circ}$  NW до  $340\text{—}350^{\circ}$  NW и искривление осей складок Апшеронского участка, с появлением брахиантиклиналей и

множества разломов, требует объяснения (пишет В. В. Богачев). Не пытаясь применить в данном случае схемы орогена Л. Кобера, я все же считаю нелишним обратить внимание читателя на некоторые черты“.

„Малый Кавказ отвечает, быть может, „области рубцов“ (Narben), а между цепью Кавказ-Копет-даг и Эльбрусом—„область промежуточных нагорий“ (Zwischengebirge), где земная кора всегда имеет тенденцию к грабеновидным опусканиям. Такие области мы видим в Тирренском море, Эгейском и Черном и Южно-Каспийском бассейне. Важно учитывать и черты тектонического сходства Апшерона с Керченским полуостровом, где тоже известно искривление осей и богатство брахиантиклиналями. Складки в понтических и киммерийских отложениях окрестностей Батума тоже могут быть объяснены влиянием опускания в котловине Черного моря“.

„Трудная, но очередная задача, стоящая перед геологами и биогеографами, слегка лишь охарактеризованная мною в докладе на краеведческом съезде в Батуме (20/IX—5/X-25 г.), исходит из данных геотектоники Крыма и других, окружающих Черное море стран. Н. И. Андрусов в „Геотектонике Керченского п-ва“ еще не мог решать этой проблемы.“

„Я имел случай в нашем журнале высказываться о возможной связи происхождения продуктивной формации (толщи) с эпохами дизъюнктивных дислокаций“.

„Система складок Шемаха-Сальянской зоны сдавлена между Ширвано-Муганской областью опускания и южно-каспийской, и складки эти обязаны своим происхождением этому давлению.“

„Опускание Средне-Каспийского кряжа оказало давление на Апшеронские складки и выразилось образованием брахиантиклиналей и изгибов осей к северу в сторону слабого сопротивления предкавказской синклиналиной зоны, где располагается и дербентская (средне-каспийская) котловина. Ее формирование нужно поставить в связь с историей Усть-Урта, типичного горста.“

„Сбросовый южный край Главного хребта, по которому мы видели массивы изверженных пород Вандама и Лагича, может быть связан с тектонической линией Кюррянын-кюрре и Балханов.“

„Недавно описанные мною геологические особенности окрестностей Красноводска—линия выходов изверженных пород и интенсивная ассиметрическая дислокация—укладываются в эту схему.“

„Раздробление Челекена и дислокация Нефтедага довольно характерны для внутреннего края области опускания.“

„Таким образом я не считаю ни Апшеронскую, ни Шемаха-Сальянскую складчатые зоны подчиненными складчатости Главного хребта, а только присоединенными, но общее простираение их складок предопределено линиями разломов (сбросов), механически наиболее вероятных либо параллельно, либо перпенди-

кулярно к общим линиям кавказской складчатости (простираение NW 300°). Так же точно и складки внутри Куринского грабена; они ведь моложе всех складок Главного хребта и Малого Кавказа.

Обращаясь к карте В. В. Богачева, схематически изображающей тектонику Азербайджана, мы видим, что, помимо сбросов, ограничивающих с севера Шемахино-Апшеронскую зону, имеются также и поперечные Кавказскому направлению радиальные смещения и разломы. В пределах интересующей нас области такой разлом намечается по линии селений Будуг—Лагич—Ах-Су.

Таким образом, следуя представлению В. В. Богачева, весь Северный Кабристан и Апшеронский полуостров, не говоря уже об остальной части Кабристанских пастбищ, нельзя рассматривать в качестве непосредственного продолжения складчатости Главного хребта, а необходимо выделить в качестве какого-то тектонически самостоятельного участка, складчатость которого обусловлена совершенно иными причинами, нежели те, которые привели к созданию структурных форм Большого Кавказа. Силы, возникшие в результате опускания Ширвано-Муганской области и южно-каспийской котловины, а также опускания Средне-Каспийского края, явились причиной складкообразовательных процессов в Шемахино-Апшеронской тектонической зоне.

В стремлении расчленив Большой Кавказ и интересующую нас область его юго-восточного погружения на отдельные тектонически обособленные участки, при чем отдавать предпочтение в обосновании этого расчленения не столько тангенциальным усилиям, выражающимся в образовании складок, сколько радиальным смещениям, в виде крупнейших разломов (сбросов), создающих целую систему грабенов, нетрудно провести параллель в представлении В. В. Богачева со взглядами Ф. Освальда, утверждавшего в свое время, что, помимо складчатости, в которой намечается несколько зон, Главный хребет и Малый Кавказ еще разбиты диз'юнктивными дислокациями на большое число „глыб“ (Schollen). Эти обломки неодинаково опустились или поднялись. Образовались опустившиеся площади—депрессии, грабены, хорошо ограниченные сбросовыми трещинами.

В начале 1930 года В. В. Богачев выступил с новой статьей, посвященной геологии Прикуруинской депрессии, в которой вновь затрагиваются проблемы тектонического порядка интересующей нас области (30). В этой работе автор несколько шире аргументирует в пользу вышеприведенного расчленения Юго-восточного Кавказа на зону Главного Хребта, Шемахино-Апшеронский участок и Куринскую плиту или низменность. Но все же, несмотря на то, что В. В. Богачев повторяет в основном ранее опубликованную структурную схему нашей области, отмечается существенно нововведение—это снижение роли радиальных дислокаций (сбросов), которые в прежней схеме являлись чуть ли не основными факторами в тектоническом

оформлении Кавказа в целом и юго-восточного его окончания в частности. Наоборот, крупная роль отведена дислокациям бокового сжатия—надвигом, которые линейно заменили прежние сбросы.

В виде крупных надвиговых линий проведены южная граница зоны Главного хр-бта в прежнем понимании ее пределов, а также юго-западная граница Шемахино-Апшеронского участка, почему-то включенного в зону неогеновых отложений (междуречное плато и Апшерон), протягивающуюся в восточном направлении чуть ли не от самого Тифлиса. Вдоль северо-восточного побережья Главного хребта, начиная от Апшеронского полуострова на северо-запад, проведен крупный сброс, ограничивающий с северо-востока зону хребта.

Приведем некоторые выдержки из статьи В. В. Богачева, которые помогут нам составить более определенное представление о воззрениях названного автора.

„Главный Кавказский хребет представляет именно осадки геосинклинальной зоны, а Малый Кавказ — зону перегиба и крыла. Поэтому характер мезозойских осадков Главного хребта и Малого Кавказа совершенно различен. Южная граница Главного хребта проходит немного севернее Шемахи, именно там, где туфы Чухур-Юрта скрываются под падающими на север толщами мелового флиша, и отсюда граница тянется прямо на восток отмеченная выходами известняков у станции Киязи и подводными камнями. Таким образом Апшеронский полуостров ничего общего не имеет с Главным хребтом, отнюдь не является его продолжением. В этой зоне красные глины с мелкими белемнитами сильно смяты и надвинуты на юг; К. И. Богданович, считал также экзотическими скалами, т. е. останцами шарриажа, ургонские известняки Алты-Агача, Ангелана, Бэш-Бармака и др. С. А. Ковалевский считает их аутохтонными образованиями, именно „протыкающими ядрами“ (стр. 17)“.

„Характер складок Апшеронского полуострова и отчасти Кабристана очень своеобразен. Здесь мы видим подковообразное изгибание осей складок, похожее на изгибание складок Керченского полуострова. Как складки Керченского полуострова совершенно не связаны с горами Крыма, так и складки Апшеронского не связаны со складками Главного хребта. Они только присоединены, примкнуты к этим более древним и более мощным тектоническим образованиям Керченский полуостров вдвинут между Крымом и Кавказом (Главным хребтом), Апшеронский полуостров—между Главным хребтом и горами Закаспийской цепи: Куба-дагом, Б. Балханами и Копет-дагом.

„Горы Куба-даг-Кюррянын-Кюрре близ Красноводска имеют несимметричное строение: северное крыло пологое, южное очень крутое или опрокинутое. При сходстве общего характера (опрокинутого южного крыла), строение Куба-дага и Б. Балхана стратиграфически плохо увязывается с Кавказом. Порфириновый массив Красноводска отвечает петрографической провин-

ции Закавказья, а не зоны Главного хребта. Порфириды (и туфы) Красноводска аналогичны по своему положению Лагическому поясу кристаллических пород. Поэтому вопрос о связи Кавказа с Закаспийскими горными системами следует пересмотреть заново. Если мне удастся подготовить к печати мои лекции по геологии Кавказа, читанные в Бакинском политехническом институте, то там я более подробно рассмотрю эту проблему. Теперь должно ограничиться указанием на то, что я сохраняю гипотезу существования горной перемычки поперек Каспийской депрессии, и ее окончательное разрушение отношу к середине плиоцена. Акчагыльская трансгрессия была вызвана именно этими грандиозными тектоническими движениями. Меридиональный разлом и опускание, параллельные Уральскому хребту, открыли путь этой трансгрессии по Заволжью до Самарской Луки и до Казани. В то же время усиливается и вулканическая деятельность“.

„Опускания в Южно-Каспийском бассейне в самом конце плиоцена сопровождалась интрузией (лакколит?) о. Челекена и оттеснением широкой полосы третичных отложений к северу: тогда формируются подковообразные складки Апшерона. Что здесь мы имеем не образование складок на местах, с захватом всей толщи земной коры, а отраженное, так сказать, контактовое складкообразование, говорят нам и диапиры, и изгибы осей, и срывы целых свит, с образованием межпластовых брекчий трения“ (стр. 18).

В докладе на III Всесоюзном съезде геологов (20—26 сентября 1928 г. в Ташкенте) В. П. Ренгартен выступил с совершенно новой концепцией как в отношении положения Кавказа среди других горных сооружений Альпийской системы, так и в отношении придания рассматриваемой нами области юго-восточного окончания Главного хребта иной роли, нежели раньше в тектонической схеме Кавказа.

Мы не будем вдаваться в обширные обсуждения вопроса о том, являлся ли Большой Кавказ одним из звеньев в цепи геосинклинальных бассейнов Альпийского орогена, протягивающейся через Карпаты, Добруджу, Крым, Главный Хребет, М. и Б. Балханы, Копет-даг и т. д. Отметим лишь то, что новые представления В. П. Ренгартена являются дальнейшей разработкой идеи, высказанных несколько раньше R. Staub'ом (128), E. Argand'ом (16), в особенности за последнее время J. Wilser'ом (39, 40, 41).

Эти идеи предпоределают Большому Кавказу, подобно Пиренеям, самостоятельное значение в виде складчатой единицы между двумя жесткими плитами впереди главной зоны Альпийского орогена и тем самым отрицают закономерность проведения непрерывной цепи альпийской складчатости через Карпаты, Крым, Кавказ и т. д.

Так, J. Wilser говорит об единой Крымско-Кавказской впадине (Kaukasus—Krimtrog), которая развивалась в мезозой-

ское и третичное время в виде „эпиконтинентальной“ узкой и длинной геосинклинали. Под южной жесткой плитой, окаймляющей с юга Крымско-Кавказскую геосинклинали, J. Welsler понимает огромную область под названием Понтического массива (Pontische Masse), включающую в свои пределы Закавказье и на северо-западе Валахский и Подольский массивы. При этом Крымско-Кавказский бассейн должен был замыкаться на западе этими континентальными массивами, а связь с Тетисом осуществлялась лишь на юго-востоке.

В. П. Ренгартен еще более узко определяет роль и значение Большого Кавказа, отрицая неразрывность тектонического сопряжения с Крымскими (Таврическими) горами. Наоборот, Крым по сходству фаций мезозоя и эоцена, а также по общности оформления складчатых структур может быть объединен с неправильной „отраженной“ складчатостью Рионской плиты, входя таким образом в одну Закавказско-Таврическую жесткую плиту, ограничившую с северо-запада депрессию геосинклинали Главного Кавказского хребта. Однако, анализируя мезозойские фауны Северного Кавказа В. П. Ренгартен допускает достаточно свободное сообщение Кавказского бассейна с западно-европейскими морями, осуществляемое водами обширного моря, покрывавшего пределы Закавказско-Таврической плиты. Иначе говоря, сама плита не представляла собой непрерывной полосы суши. В известные периоды геологической истории там возникали цепи островов, преимущественно вулканического происхождения. Отличием от области Главного хребта была лишь меньшая эластичность.

Не является предметом нашей темы доказывать неправоту этих положений. Отметим лишь совершенно справедливые возражения А. Д. Архангельского (19), который указывает на то, что в построениях В. П. Ренгартена не учтены те изменения фаций, которые происходят в восточных частях Таврических гор и на Керченском полуострове как в меловых, так и палеогеновых отложениях, приобретающих совершенно тот же облик, что и одноименные образования Северного склона Кавказа и, наоборот, резко отличный от фаций южного склона хребта. Также и в средне-юрских образованиях Крыма изверженные породы и туфы, на которые особенно ссылается В. П. Ренгартен, по мнению А. Д. Архангельского отнюдь не играют той роли, какая принадлежит им в Закавказьи. Поэтому не встречается необходимости в отрицании установившегося у большинства геологов представления о продолжении геосинклинали прогиба Большого Кавказа в Крым. Также возражает А. Д. Архангельский и J. Wilsler'у относительно возможности затухания на западе Таврического хребта не вдалеке от его современного окончания и отрицания связи складчатости Крыма с складчатостью горного кряжа Добруджи, расположенного к югу от дельты Дуная и уходящего к северо-западу под Карпаты.

Подобно тому, как это было сделано относительно северо-западного окончания Большого Кавказа, В. П. Ренгартен отрицает возможность продолжения Главного хребта по другую сторону Каспия в виде М. и Б. Балханов и Копет-дага и даже в Апшеронском полуострове не видит его окончания.

„Перейдем теперь“,—пишет В. П. Ренгартен, к „восточным границам Кавказа. Осевая, наиболее приподнятая часть складок Главного хребта срезывается депрессией Каспийского моря в районе ст. Килязи. Флишевая зона южного склона уже немного восточнее Шемахи, повидимому, замещается более нормальными осадками, а соответствующая система складок отчетливо погружается к востоку и теряет свою интенсивность. Складки зоны северного склона также разглаживаются и погружаются к юго-востоку“.

„Апшеронский полуостров нельзя считать продолжением Большого Кавказа. По фациям третичных отложений он близок к южным предгорьям Главного хребта, к той области, которой я даю название Куринской плиты. В складчатости Апшерона и прилегающего района, неправильной, ветвящейся и расходящейся к юго-востоку, можно видеть аналога тех пучков складок, которые отходят от южного подножья Главного хребта на всем протяжении Куринской плиты. Такой отраженный характер складчатости я ставлю в зависимость от тех импульсов, которые исходили от надвига с севера на юг складок Большого Кавказа“.

„Какова судьба тектонических зон Кавказа по другую сторону Каспия? На этот вопрос должны ответить другие работы. Но уже сейчас можно сказать, что продолжения Большого Кавказа в Закаспии нет. Там нигде не выступают флишевые толщи Кавказской геосинклинали. Нет и той системы чешуй, приподнятых с юга и опущенных к северу, которые определяют всю тектонику Кавказа“.

„Фации мезозоя Больших Балхан и Копет-дага близки к восточному Дагестану и отчасти к Закавказью; даже вулканогенная, порфиритовая юра выступает у Красноводска. Единая Закаспийская плита здесь не разделяется геосинклинальной депрессией, как Предкавказская и Закавказская плиты. Эта плита, видимо, оставалась погруженной в период альпийской складчатости. Геосинклинальные зоны Северной Персии посылали с юга на север отраженные импульсы и создали по южной окраине Закаспийской плиты складки Копет-дага и Больших Балхан. Вот почему эти цепи с перемещением масс с юга на север, так отличаются от складок Азербайджанской наклонной плиты“.

Против этого положения, отрицающего продолжение по ту сторону Каспия Большого Кавказа в виде гор Красноводского полуострова (М. и Б. Балханы, Копет-даг), выступает А. Д. Архангельский. Он говорит, что „тождество простираций и большое сходство юрских и меловых отложений Б. Балхана и восточного Кавказа делают несомненным, что оба хребта воз-

никли из одного и того же прогиба; с другой стороны, является несомненным, что этот прогиб пересекается на месте современного Каспийского моря поперечной депрессией, существование которой отчетливо выступает в нижне и средне-юрское время, в сармате и верхнем плиоцене. Перед этой депрессией Кавказский хребет затухает совершенно так же, как перед Керченско-Таманской, и совершенно так же здесь развивается система складок, простирающие которых идет вдоль депрессии, резко отклоняясь от направления Главного Кавказского хребта; сюда принадлежат складки SE и SSE простираения, которые развиты по побережью Каспия в Южном Дагестане и к югу от Апшеронского полуострова. У ст. Киязы кавказские ESE простираения продолжают до самого моря, но, судя по всему прельдущему, мы должны ожидать, что с дальнейшим погружением меловых пород на дне моря плиоценовая складчатость должна принять иное направление."

Итак, резюмируя изложенное, мы видим, что существующие представления о роли и месте складчатости Большого Кавказа среди других складчатых систем Альпийского типа, а также о том, где искать юго-восточное окончание Главного хребта, можно подразделить на три существенно отличающиеся группы.

Первая группа — это наиболее распространенные идеи, увязывающие складчатость Большого Кавказа в сплошную цепь геосинклинальных прогибов, протягивающуюся через Карпаты, Добруджу, Крым, Главный хребет, горы Краснодарского полуострова и дальше к Альпийским сооружениям Средней Азии. При этом нами рассматриваемая область, включающая систему Дибрара, Северный Кабристан и Апшеронский полуостров, несомненно является неразрывным и тектонически сопряженным продолжением Большого Кавказа.

Эти идеи высказаны многими геологами и были подчеркнуты В. П. Ренгартемом в 1926 г. в первой его схеме тектоники Кавказа. В самые последние годы (1932 г.) А. Д. Архангельский уже в свете новейших данных по изучению геологического строения Кавказа, Крыма и Закаспийских хребтов, вновь подтвердил правильность установившегося представления.

Вторая группа воззрений сформулирована В. В. Богачевым в виде своеобразной тектонической схемы нашей части Кавказа, рисующей довольно сложную картину в виде целого ряда обособленных разломами (сбросами) глыб или участков, обладающих специфическими особенностями своих складчатых структур. Согласно этим воззрениям, как мы видели, Главный хребет в пределах интересующей нас области ограничен с южной стороны линией разломов (сбросов), протягивающихся в широтном направлении между г. Дибрар и с. Астраханка на восток к побережью Каспийского моря, выходя на него где-то поблизости Киязинской косы. Шемахинский участок, Северный Кабристан и Апшеронский полуостров выделены в самостоятельный обособленный участок, складчатость

которого не имеет ничего общего со складчатостью Главного хребта.

В работе, относящейся к началу 1930 г., В. В. Богачев не столь уже определенно говорит о сбросах (разломах), расколовших область юго-восточного Кавказа на отдельные глыбы или участки, а, наоборот, все более выдвигает явления тангенциальных дислокаций в качестве основных факторов тектоники. Вместе с тем остается все же старое подразделение интересующей нас части Кавказа на зону Главного хребта и Шемахино-Апшеронский участок, резко отличные по существу и генезису своих структур.

Третьей группой воззрений следует считать воззрения, получившие свое оформление в докладе В. П. Ренгартена на III всесоюзном съезде геологов, осенью 1928 г. Эти представления сводятся к рассмотрению Большого Кавказа в качестве самостоятельного и обособленного геосинклинального прогиба, лишенного связи как с Крымом на западе, так и Закаспийскими складчатыми сооружениями на востоке. В отношении же интересующей нас области Юго-восточного погружения Главного хребта проводится мысль, что мезозойская складчатость зоны его северного склона (осевая наиболее приподнятая часть хребта), подходя где-то поблизости ст. Килязи, срезывается Каспийской депрессией и не продолжается далее на восток. Весь северный Кабристан и Апшеронский пол. остров, занятые более юными образованиями уже третичной системы, с их своеобразной неправильной ветвящейся складчатостью, нельзя считать продолжением Большого Кавказа. Фациально третичные отложения, а также и складчатость этих мест близки южным предгорьям Главного хребта, входящим в зону Куринской плиты.

Разделяя первую точку зрения, вкратце критически рассмотрим основные положения всех трех групп воззрений и сформулируем наши возражения против представлений В. В. Богачева и последних идей В. П. Ренгартена как относительно места Апшеронского полуострова и Северного Кабристана в тектонической схеме Большого Кавказа, так и относительно непрерывности связи Главного хребта с Закаспийскими горными сооружениями.

В свете современных представлений о геологическом строении Кавказа в целом и юго-восточного погружения Главного хребта первоначальные воззрения В. В. Богачева, базирующиеся в основном на придании существенной роли в тектонике страны колоссальнейшим радиальным дислокациям (разломам и сбросам), разобщи́вшим ее на отдельные участки и глыбы (грабены и горсты), не выдерживают серьезной критики, что отчасти признает и сам автор в своей позднейшей работе, относящейся к 1930 г. Следует еще раз подчеркнуть, что в теоретических обобщениях первоначальных представлений В. В. Богачева сказалось влияние Ф. Освальда, давшего в свое

время довольно стройную для той стадии изученности Кавказа его тектоническую схему.

Остановимся несколько подробнее на том фактическом материале, который приводит В. В. Богачев в защиту своих идей. Так, говоря о разобщенности геологического строения зоны Главного хребта и Шемахино-Сальянского и Апшеронского участка, названный автор указывает, что существенным отличием этих зон является то, что Шемахино-Апшеронский участок лишен выходов мезозойских пород и что его складчатость, сложенная третичными образованиями, по невыдержанности простираения и структурно отлична от складчатости зоны Главного хребта.

Как нам теперь уже достоверно известно (М. Ф. Мирчинк, Н. С. Шатский, В. В. Вебер, З. А. Мишунина, А. И. Арутинов и др.), мезозойские отложения (меловые) успешно прослеживаются в пределы северо-западной части Апшеронского полуострова, слагая высоты Аг-Буруна, Юнус-дага и Ильхи-дага, а серые глины баррема и красцветные глинисто-мергелистые породы апта доходят почти до ст. Насосной; также известны меловые отложения и невдалеке от г. Шемахи, где они образуют известняковые обрывы близ Энгехерана. Что же касается несходства морфологического оформления мезозойской складчатости зоны Главного хребта и третичной складчатости Апшерона, то, с нашей точки зрения, это отличие обуславливается различием механических свойств (компетентности) указанных комплексов отложений.

Несколько слов о тектонической природе границы, разделяющей зону Главного хребта и Шемахино-Апшеронского участка. В. В. Богачев, как мы видели выше, говорит, что эта граница, проходящая от Лагича в широтном направлении несколько севернее с. Астраханки, мимо с. Алты-Агач, далеко не случайна, а совпадает с крупным радиальным смещением сбросового типа. Исследованиями последних лет в Шемахинском районе А. И. Арутинова, Я. Д. Козина в районе с. Астраханки и с. Хильмили и З. А. Мишуниной и М. Ф. Мирчинка, в районе с. Алты-Агач и ст. Килязи с определенностью доказывалось, что подобному радиальному смещению, равно, как и крупнейшему разрыву надвигового типа, на который указывает В. В. Богачев в своей позднейшей работе, по указанному выше направлению нет места.

Действительно, в области Северного Кабристана и в районе с. Алты-Агач и ст. Килязи установлен целый ряд нарушений надвигового типа, но эти дислокации по своему масштабу, по простираению своих линий и внешнему облику абсолютно не имеют ничего общего с тем колоссальным нарушением, о котором говорит В. В. Богачев. Стоит лишь вспомнить разрыв, прослеживаемый в полосе мезозойских отложений, проходящий мимо с. с. Арискюнш, Холандж, Карбан, Упан-т. д., затем надвиг, констатируемый у с. Ангелан, с. Диза-

вар (летн.) и г. Гяды и т. д., целый ряд надвигов чешуй в безлюдном Северном Кабристане, чтобы утверждать, что дислокации типа надвиговых чешуй и крутопадающих надвигов (взбросов) являются отличительной чертой в характеристике складчатости юго-восточного погружения Главного хребта. Все эти линии разрывов вытянуты в северо-западно-юго-восточном направлении, строго подчиняясь господствующему Кавказскому простиранию; о широтном же нет никаких признаков. Кроме того, эти чешуи, эти взбросы, в массе многочисленные и существенные, в отдельности не поражают масштабами своих размеров. Они представляют собой живое выражение механических свойств, подвергшихся складкообразующим усилиям тех или иных геологических образований, попутный и неизбежный фактор в оформлении тектонических складчатых структур подобных областей. Их природа и генезис поэтому существенно отличны от возможного процесса образования дислокации, предполагаемой В. В. Богачевым, вызванной расколом или разрывом нашей области на отдельные участки (или глыбы) земной коры.

Поскольку тот фактический материал, на основании которого строились представления В. В. Богачева, оказался в результате новейших исследований не отвечающим действительности и вызывающим сомнения, то вполне очевидной становится необходимость ревизии и тех теоретических выводов, какие были сделаны названным исследователем о роли в морфологическом оформлении складок Шемахино-Сальянской зоны Ширвано-Муганской и Южно-Каспийской депрессионных областей опускания и в образовании складок Апшеронского полуострова проблематичного Средне-Каспийского кряжа. Тем более непонятны указания на то, что простирание складок Апшеронского полуострова и Шемахино-Сальянской зоны „предопределено линиями разломов (сбросов), механически наиболее вероятных либо параллельно, либо перпендикулярно к общим линиям Кавказской складчатости (простирание NW 300°)“. В данном случае, в разрезе представлений В. В. Богачева трудно говорить о доминирующем влиянии в образовании тектонических структур в пределах Шемахино-Апшеронского участка, Кавказского направления, поскольку этот участок тектонически не имеет ничего общего с зоной Главного хребта, являясь лишь присоединенным к последней по линии крупного разлома, не вызывая внутренних противоречий в обоснованиях самого автора. С другой стороны, существование разломов, перпендикулярных к общим линиям Кавказской складчатости во всей рассматриваемой области Юго-восточного погружения Главного хребта, позволительно категорически отрицать.

Работа В. В. Богачева, изданная в 1930 г., представляет собой несомненный шаг вперед на пути снижения роли радиальных дислокаций (сбросов) и, наоборот, во все большем и большем признании значения дислокаций бокового сжатия—

надвигов. Но в этой работе повторяется старая концепция о том, что зона Главного хребта и Апшеронский полуостров не сопряжены тектонически в одно целое, а представляют собой зоны, не имеющие ни генетически, ни морфологически (по оформлению структур) ничего общего. Таким образом, говоря иначе, опять-таки начиная от Лагича, „именно там, где туфы Чухур Юрта скрываются под падающими на север толщами мелового флиша“, на восток в широтном направлении, „отмеченная выходами известняков у станции Килязи и подводными камнями“, протягивается южная граница зоны Главного хребта, но теперь она уже рисуется не в виде сбросовой линии, а в форме разрыва надвигового типа. Мы уже отмечали выше, что в природе такой дислокационной линии не наблюдается.

Переходим к возражениям, которые могут быть противопоставлены последней концепции, сформулированной В. П. Ренгартеном на III всесоюзном съезде геологов в докладе о тектонике Кавказа. Они будут касаться лишь соотношения Апшеронского полуострова и Северного Кавбристана с Главным хребтом и возможности продолжения на восточное побережье Каспия складчатости Большого Кавказа в виде гор Красноводского полуострова.

Рисуя картину геологического строения Юго-восточного окончания Большого Кавказа, В. П. Ренгартен отмечает, что „осевая, наиболее приподнятая часть складчатости Главного хребта срезывается депрессией Каспийского моря в районе ст. Килязи“.

Это утверждение не может быть разделено нами по следующим причинам: в первую очередь необходимо условиться о том, что понимать под осевой наиболее приподнятой частью складчатости хребта, состоящего из совокупности целого ряда многочисленных, параллельно идущих складок. Очевидно, что наиболее приподнятой частью складчатости следует считать ту, в которой на дневную поверхность сбнажаются наиболее древние свиты.

Если исходить из этой концепции, то в складках, выходящих к морю у ст. Килязи, видеть осевой линии всего хребта нельзя. Рассмотрим подробнее тот фактический материал, на основании которого наше отрицание является закономерным. При покрытии сплошной геологической съемкой этой части Главного хребта нами за последние годы установлено, что заведомо юрские (толща темных, почти черных сланцев) отложения заходят значительно дальше на восток, нежели это отмечено на карте Системы Дибрара К. И. Богдановича. На карте К. И. Богдановича образования средней юры и толщи сланцев Главного хребта протягиваются на восток до меридиана г. Уюх. В процессе работ 1933 г. эти же отложения (слои с *Posidonomia Buchi*?) были констатированы у Халтанских горячих вод, где они образуют ядро тектонически весьма сложного антиклинального поднятия. Уже на реке Кызыл-Козма юрских отложений мы не

находим; там упомянутая складка сложена породами халтанской свиты, которые прослеживаются далее на юго-восток, примерно, до с. Холандж. Еще дальше в том же направлении по своду складки выступают серые глины баррема и в таком виде это поднятие выходит на прибрежную равнину близ ст. Яшма, по которой и протягивается, обрываясь берегом моря недалеко от разезда Насосный.

Что касается параллельных этому основному, вскрываемому в своей сводовой части наиболее древние слои, антиклинальному поднятию складок, расположенных к северо-востоку и к юго-западу от него, то только лишь в ближайших двух поднятиях местами являются вскрытыми эрозией образования халтанской свиты. Так, обнажения самых верхних горизонтов (мергелистая свита) халтанской свиты находим мы по своду антиклинали, регистрируемой по левому берегу р. Гильгин-чай у сел. Халтандагна и затем на юго-восточном ее продолжении близ высот Бай-багыма на хребте Варафта. Более глубокие горизонты халтанской свиты обнажены в разрезах на перевалах Главного хребта между г. Дибрар и г. Гюмишли; там, помимо верхней мергелистой свиты, вскрываются также и подстилающие ее песчаники.

В геологическом строении того хребта, который выходит к морю у ст. Киязи и о котором можно было бы говорить, что он там срезается депрессией Каспия, принимают участие известняки титона и самых низов мела и местами, как, например, по р. Кеш-Чай, верхние горизонты халтанской свиты. Что касается титонских известняков, обнажения которых мы находим в верховьях р. Куба-чай, р. Бельбеляк-чай, у г. Чирак-Кала и затем в виде огромного отторженца Бэш-Бармак, то, как известно, условия их залегания вызывают сомнения в их аутохтонности. Наоборот, мы располагаем значительной суммой данных (примеры Бэш-Бармака, массива Чирак-Кала), доказывающих их аллохтонное происхождение. Таким образом этот хребет, выходящий к берегу моря у ст. Киязи, вряд ли может быть рассматриваем в качестве осевой, наиболее приподнятой части складчатости Главного хребта.

Итак, подытоживая сказанное, видим, что осевая наиболее приподнятая часть Главного хребта проходит через Халтанские горячие воды несколько южнее с. Холандж, через с. Упа (зимнее) и выходит на побережье Каспия между ст. Яшма и разездом Насосный, т. е. у самых границ Апшеронского полуострова, в пределах которого и следует искать продолжения этого основного антиклинального поднятия. Если графически продолжить ту же тектоническую линию по тому же простираению, которое свойственно складчатости Большого Кавказа, оказывается вполне вероятным видеть в цепи брахиантиклиналей, расположенных на одной и той же оси, столь резко разделяющей Апшеронский полуостров на восточную и западную половину и протягивающейся от с. Джорат через с. Фатьмаи, г. Кирмаку, вулкан

Бог-бога, Сураханы к южному берегу полуострова, продолжение осевой линии Главного хребта.

„Флишевая зона южного склона уже немного восточнее Шемахи, по егидимому, замещается более нормальными осадками, а соответствующая система складок отчетливо погружается к востоку и теряет свою интенсивность“ — пишет дальше В. П. Ренгартен. В связи с общим погружением Главного хребта погружение складчатости в восточном направлении представляется вполне естественным и понятным, но с указанием на то, что флиш не заходит восточнее Шемахи, согласиться нельзя. Как теперь можно считать окончательно установленным, верхнемеловые флишевые образования (ильхидагская, юнусдагская свиты, свита Кемчи и подкемчинская свита), сохраняющие свой литологический облик, вдаются на значительное расстояние в пределы Апшеронского полуострова, слагая большие площади в северо-западной его части. Эти же отложения, протягивающиеся полосой вплоть до р. р. Бельбеля-Чай и Куба-Чай, находим мы и на северном склоне хребта. Таково же и распространение нижнемелового флиша, последние восточные обнажения которого мы регистрируем у раз'езда Насосный.

Таким образом, флишевые образования, свойственные зоне южного склона Главного хребта, образуют, так сказать, его переклиналное юго-восточное замыкание и переходят на северный склон, где протягиваются в северо-западном направлении на значительное расстояние порядка уже сотен километров. Иначе говоря, мы наблюдаем на юго-восточном окончании Большого Кавказа картину, сходную с его противоположным северо-западным концом, где также на северном склоне хребта встречаются мощные толщи мелового флиша.

Апшеронский полуостров не является продолжением Большого Кавказа, по мнению В. П. Ренгартена, поскольку фации третичных образований, его слагающих, близки таковым же в области предгорий южного склона Главного хребта, получившей название Куринской плиты, а также по характеру своей неправильной ветвящейся складчатости. Наши представления диаметрально противоположны.

В ряде статей (110, 111 и др.) приходилось отмечать удивительное сходство разрезов палеогена, развитого в северо-западной части Апшеронского полуострова и прилегающих частях Северного Кабристана, с разрезами палеогена Дагестана и Черных Гор. Так, в толще красных мергелей обнажений нижнефораминиферовых слоев в Присулакском районе и красных, и зеленых мергелях с прослоями известняков с фукоидами того же возраста в остальных частях Дагестана нетрудно видеть аналога красных и красно-бурых мергелистых с прослоями зеленоватосерых глин сумгаитской свиты. Также хорошо прослеживаются по северному склону хребта темные, коричневые, битуминозные сланцы с рыбными остатками, аналогичные среднему коуну.

Что касается абсолютного сходства майкопской свиты Апшерона и Северного Кабристана во всех ее горизонтах с разрезами ее в Присулакском районе, то оно настолько очевидно, что не требует дальнейших доказательств. Также близки разрезы нашего миоцена миоценовым образованиям Южного Дагестана. Только лишь новейшие плиоценовые отложения обнаруживают существенное отличие фаций в сравнении с разрезами северных предгорий Главного хребта.

Наоборот, отождествление фаций третичных образований Апшеронского полуострова с третичным разрезом южных предгорий Кавказа и всего Закавказья вызывает справедливые сомнения. Таким образом, если исходить из сопоставления фаций третичных образований, Апшеронский полуостров принадлежит к зоне Северного склона Главного хребта, но отнюдь не иначе.

Действительно, характер третичной складчатости Апшеронского полуострова отличен от типа складок, свойственных мезозойским толщам, хотя бы в сопредельных областях Системы Дибрара и Северного Кабристана. Об этом отмечалось неоднократно выше, но из этого отнюдь не следует, что складчатость третичных образований, геоморфологически выражающая механические свойства сопротивления пород, ее образующих, не является неразрывным продолжением складчатости мезозойских образований, которым свойственны иные показатели компетентности пород.

К тому, что мы уже установили выше относительно того, что осевая, наиболее приподнятая часть Главного хребта почти непосредственно сопряжена со складчатыми линиями Апшеронского полуострова, следует добавить, что нижнемеловые отложения (баррем и апт), не говоря уже о верхнемеловом флише, нами протянуты в пределы северо-западной части Апшеронского полуострова до меридиана разезда Насосный, т. е. складки мезозойских образований, характеризующие зону Главного хребта, существуют на Апшеронском полуострове, который со всех точек зрения является несомненным продолжением в юго-восточном направлении Большого Кавказа.

На минуту допускаем, что осевая наиболее приподнятая часть Главного хребта действительно обрывается береговой линией, где-то на Киязинской косе. Следует ли из этого, что тектонические линии складчатости также срезаются и обрываются этой искусственной линией берега. Ведь глубины моря в этой полосе не превышают 30—50 м, а горизонталы дна плавно окаймляют Апшеронский полуостров. Наоборот, отдельные островки и банки, например, Два Брата, Бузовнинская сопка и др., расположенные севернее Апшеронского полуострова, свидетельствуют скорее о том, что по дну моря проходят те же линии складок. Поэтому весьма вероятно, что те складки мезозойских образований, которые обрезаются береговой линией Каспия у ст. Киязи, если мы их продолжим по неглубокому дну моря, по тому же простиранию, найдут свое непосредственное продолжение на Апшеронском полуострове в складчатых линиях или Кала—

Туркяны, или мыс Кегна-Бильгя—Мардакяны, мыс Шоулан—О. Аргема. Графически получается абсолютное совпадение.

Есть ли продолжение Большого Кавказа в Закаспии? На этот вопрос В. П. Ренгартен, как мы видели выше, отвечает отрицательно. Мы не будем повторять аргументов в пользу противоположного представления о несомненности связи Большого Кавказа с горными сооружениями Краснодарского полуострова, высказанных А. Д. Архангельским. Напомним, что они сводятся к тому, что на основании тождества простираний и большого сходства фаций юрских и нижнемеловых отложений Большого Балхана и Восточного Кавказа можно считать несомненным возникновение этих двух горных массивов из одного и того же геосинклинального прогиба.

К аргументации А. Д. Архангельского следует лишь добавить несколько слов относительно сходства верхнемеловых и палеогеновых образований Балхан и Копетдага с Кавказскими. Верхнемеловые отложения Малого и Большого Балхана и Копетдага по фауне близки северо-кавказскому типу, но литологически отличаются развитием глинисто-мергельных пород. Но если говорить о соотношении фаций верхнего мела Закаспия с верхне-меловыми образованиями рассматриваемой нами области юго-восточного окончания Главного хребта, то в последних, также в сравнении с верхнемеловыми разрезами Северного Кавказа, преобладают мергельно-глинистые породы. Интересно отметить, что в окраске верхнемеловых свит Закаспия мы находим сходные черты с разрезами Восточного Кавказа.

На Копетдаге и Б. Балхане выше песчано-глинистых отложений сеномана располагается весьма мощная (до 100 м) толща глинисто-мергелистых пород. Внизу располагается свита зеленоватых известковистых глин и мергелей с малиново-красными прослоями; выше располагается серия мергелей и глин, в которых красно-бурые прослои играют существенную роль и, наконец в самом верху залегает свита светлосерых и зеленовато-серых мергелей и известняков, заканчивающаяся горизонтом известковистых песчаников.

Невольно подобная характеристика отложений напоминает разрезы верхнего мела нашей области. Так, в песчано-глинистых образованиях сеномана мы можем видеть аналога подкемчинской свиты. Разительно напоминают красно-бурые и малиновые прослои глин и мергелей вышележащих серий отложения юнусдагской свиты и, наконец, верхняя свита по смене литологического состава по вертикали и окраске мало чем отличается от характеристики, даваемой обычно ильхидагской свите.

В палеогене Закаспийских хребтов мы также находим сходные черты с разрезами палеогена нашей области.

Так, нашей сумгаитской свите и возможно низам коунской видимо соответствует значительная (до 100 м) толща серых и зеленых мергелей, в средних частях которой выделяются прослои яркомалинового, красного цвета. Подобно сумгаитской свите

эти отложения лишены фауны. Выше располагается толща (440 м) светло-коричневых глин с конкрециями сферосидерита и прослоями песчаников, напоминающая по литологическому составу и окраске породы среднего коуна. Отделяясь горизонтом котурских песчаников (45 м), далее следует песчано-глинистая торымбеурская толща (300 м), аналогичная нижнему отделу майкопской свиты, выше которой залегает свита тонколистоватых сланцевых глин шоколадно-бурого цвета, с небольшими сидеритовыми конкрециями и ярозитом по трещинкам; попадают чешуйки *Meletta*. Иначе говоря, в этой последней свите нетрудно узнать типичный облик верхнего отдела майкопской свиты.

Итак, на основании сопоставлений фаций отложений хребтов Б. Балхана и Копет-дага и Юго-восточного Кавказа, начиная от юрских и кончая палеогеновыми свитами, мы можем констатировать их значительное сходство, позволяющее думать об общности связи этих горных сооружений.

Наблюдая безусловное тождество простираения складчатостей Большого Кавказа и хребтов Закаспия, на что совершенно справедливо указывает А. Д. Архангельский, констатируя определенные признаки сходства фаций геологических образований, слагающих эти хребты на огромном периоде времени (юра—палеоген), мы не можем не остановить нашего внимания также и на орографии дна Каспийского моря на широтах Апшеронского полуострова и Красноводска, геоморфологическая сущность которой несомненно отражает в себе тектонику подводных недр.

От Апшеронского полуострова на восток непосредственную протяженность тех же отложений, очевидно, и тот же характер структур (о. Артема, о. Жилой и др.) мы прослеживаем до группы небольших островков, известных под общим наименованием Нефтяные Камни, отстоящих от восточного берега полуострова, примерно на 40 км. На этом расстоянии глубины, окружающие острова Апшеронского архипелага, не превышают 40 м. Далее на восток от Нефтяных Камней на протяжении до 45—50 км наблюдается увеличение глубин до 150—175 м, однако, к северу и югу от прослеживаемой полосы моря отмечается быстрое увеличение глубин в стороны северной и южной впадин Каспия. Таким образом и на этом участке морского дна отчетливо сохраняется характер подводного гребня, разделяющего Каспийский бассейн на две—северную и южную—половины. Еще дальше на восток вплоть до банки Ливанова (на расстоянии 65—70 км) глубины не превышают 70—80 м, а от банки Ливанова до Красноводска постепенно уменьшаются до 20 и даже менее метров.

Существование этого подводного гребня или хребта, которое не может не отражать в очертаниях моделировки поверхности морского дна геологического строения недр, является третьим и безапелляционно веским аргументом в пользу утверждения закономерной связи Большого Кавказа и Альпийских сооружений Закаспия в образе Б. Балхана и Копет-дага.

Установив для себя положение о несомненности тектонического сопряжения в структурно-единое целое Апшеронского полуострова, Северного Кабристана и зоны Главного хребта (Системы Дибрара), оформляющего представление об области юго-восточного погружения Большого Кавказа, и наряду с этим о месте и роли в этой схеме зоны Центрального и Южного Кабристана в качестве южного крыла и южных предгорий Главного хребта, мы можем перейти к увязке и попытке оживлению огромного фактического материала, рисующего картины геологического строения юго-восточного Кавказа и тех предварительных выводов, которые делались нами попутно с описанием тектонических структур выделенных тектонических зон.

В основном, рассматривая юго-восточное окончание Главного Кавказского хребта, мы различаем два типа складчатости. Во-первых, поражающие своими грандиозными размерами и величавостью форм тектонические структуры, сложенные мезозойскими отложениями Системы Дибрара и, во-вторых, причудливую, относительно мелкую по масштабу отдельных форм, но чрезвычайно усложненную складчатость третичных свит Северного Кабристана и западной половины Апшеронского полуострова. Также сложны в зонах раздробления и протыкания (выдавливания) складки и остальной части Кабристана.

В то время, как для зоны Главного хребта (Системы Дибрара) свойственны огромные с широкими пролетами сводов, протягивающиеся на десятки километров антиклинаги, разобщенные столь же крупными и еще более широкими синклиналями, нарушенные кое-где линиями разрывов с надвигами (взбросами) преимущественно северо-восточных крыльев складок на юго-западные, что в целом и основном характеризует складчатость компетентную, в пределах Северного Кабристана и западной половины Апшерона мы наблюдаем многочисленные складки весьма сложного строения, обуславливаемого ярко выраженным выжиманием отдельных свит на крыльях складок, выпиранием и выдавливанием через раздробленные своды других, частыми разрывами сплошности слоев в виде надвигов-чешуй, отчетливым проявлением в оформлении складок скручивающих усилий, т. е. обуславливаемого всей суммой отличительных признаков, которые характеризуют складчатость пластичных, некомпетентных масс, складчатость дисгармонического типа.

Явления диапиризма и генетически связанного с ним грязевого вулканизма—явления, так сказать, законченной стадии дисгармонии, усложняют еще более тектонику этих областей. Лишь в относительно более компетентных толщах плиоцена (понт, акчагыл в Шемахинском районе, апшерон и отчасти продуктивная толща в восточной половине Апшеронского полуострова) мы находим опять стремление к оформлению крупных по масштабу и относительно спокойных структур.

Полное несоответствие в масштабе дислокаций, форме и количестве структур в пределах распространения мезозойских образований Системы Дибрара и третичных свит окаймляющих зон Апшерона и Кабристана, при рассмотрении геологических карт области юго-восточного окончания Большого Кавказа, невольно привоит нас к выводу о том, что если бы все эти складки мезозойских образований зоны Главного хребта и третичных свит, переклиально окаймляющих его погружение, мысленно выпрямить и газладить, придав комплексам отложенный первоначальное горизонтальное положение, то, несомненно, получится, что третичные слои значительно гревзойдут по занимаемой площади выпрямленное поле мезозойских образований.

Иначе говоря, в свете нашего изучения и исследования мы можем рассматривать податливую, некомпетентную складчатость третичных отложений юго-восточного окончания Главного Кавказского хребта только лишь в качестве складчатости явно дисгармонической, сорванной с своего подложья и переместившейся значительно по поверхности мезозойских образований в зоне погружения хребта.

Вспомним основные факты, доказывающие значительные горизонтальные перемещения третичных масс, помимо тех многочисленных данных (многочисленность и чрезвычайная сложность складок в сравнении с полем мезозойских образований, частые надвиги-чешуи и т. д.), которые были уже несколько выше отмечены вновь.

В этом отношении показательным является установленный нами при описании Прибрежной зоны факт, доказывающий наличие крупного надвигового явления третичных масс на отложения меловой системы, прослеживаемого на всей полосе, начиная от Киялинской косы на юге и до г. Кубы и видимо еще далее на севере.

Затем, только явлениями крупных горизонтальных перемещений третичных масс по подложью, собранных в складки мезозойских образований, может быть объяснен, острым углом резко вдающийся клин третичных отложений, западная граница которого на сводной геологической карте Кавказа пересекает в меридианальном направлении р. Самур и идет к Шагдагу по правому берегу речки Тасрджал-чай. Южная же граница этого клина совпадает с той фронтальной линией надвига, который был нами установлен в Прибрежной зоне.

Далее, перемещаясь в пределы Апшеронского полуострова, мы отмечаем целый ряд (Бинагады, о. Артема и др.) новейших данных, свидетельствующих о наличии надвиговых явлений и там. В Кабристанских пастбищах мы указывали на многочисленные примеры, с очевидностью говорящие в пользу значительности горизонтальных перемещений третичного комплекса слоев. Ярким и убедительным примером этому служат дислокации Алятской гряды.

Наконец, никоим образом мы не можем проходить мимо фактов, добытых при исследовании грязевых вулканов Кабристана, в выбросах и брекчиевых излияниях которых не раз оказывались обнаруженными куски и обломки меловых и даже юрских образований, охарактеризованных фаунистически. В этом отношении чрезвычайно интересна находка И. И. Муллаева в солочной брекчии одного из вулканов обломков зеленоватых аптских известковистых песчаников с фауной, тождественной нижнемеловой фауне Дагестана и Северного Кавказа, а также и наши находки кусков (иногда глыб) титонских известняков среди тектонической брекчии Алятской гряды и среди солочного поля Ахтарма-Пашалы Хараминского хребта. Очевидно, что эти чуждые указанным районам обломки мезозойских пород могли быть только лишь сорваны и увлечены в процессе сдвигания третичного покрова и затем лишь вынесены на поверхность.

Итак, очевидной рисуется картина значительных горизонтальных перемещений третичных масс в юго-западном направлении, общем для смещений Большого Кавказа. В пределах Прибрежной зоны это перемещение третичного комплекса свит в своем поступательном движении на юго-запад было прекращено препятствием в виде одного из передовых, но уже крупных хребтов мезозойской складчатости, который перевалить и перекрыть третичные слои оказались уже не в силах.

Там же, где меловая, мезозойская складчатость, в связи с общим погружением Главного хребта, значительно погружается, третичные массы, не встречая уже упора, переваливают через хребет и сдвигаются к югу свободно, и в этом свободном движении на юг мы находим объяснение тех причудливых заворотов осей складок, какие наблюдаются в восточной части Кабристана и на Апшеронском полуострове. Как мы видели, эти завороты складок главным образом ориентированы на юг; осевые линии отклоняются от господствующего Кавказского направления к югу и далее даже к юго-западу.

Картина подобна молу, ограждающему гавань от волн. Там, где волны ударяют в мол, они слегка набегают, надвигаются на него и останавливаются в своем поступательном движении, разбившись о препятствие, а там, где мол кончается, мы наблюдаем пучек волн, расходящихся в виде веера, заворачивающегося по направлению движения волн. Таково же соотношение тектоники третичных масс и складчатости поля мезозойских образований на Юго-восточном Кавказе.

1. А б и х, Г. В.—Об источниках горючего газа близ Баку и об изменении горизонта воды в Каспийском море. Горный журнал, ч. III, стр. 400, 1847.
2. Abich, H.—Über eine im Caspischen Meere erschienene Insel nebst Beiträgen zur Kenntnis der Schlammvulkane der Caspischen Region. Mém. de l'Acad. d. Sciences de St.-Petersb., VII série, t. VI, № 5, 1863.
3. А б и х, Г. В.—Краткий обзор строения Апшеронского полуострова и некоторые сведения о минеральных произведениях Бакинской губ. Зап. Кавк. отд. Русск. Геогр. О-ва, кн. VI, 1864.
4. Abich, H.—Zur Geologie des südöstlichen Kaukasus. Bemerkungen von meinen Reisen im Jahre 1865. Mém. phys. et. chim. tirés du Bu. l. de l' Acad. d. science de St.—Petersburg. t. VI. 1864—1866.
5. Abich, H.—Über die Productivität und die geotektonische Verhältnisse der Kaspischen Naphtaregion. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, p. XXIX, H. 1 S. 165, Wien, 1879.
6. Андрусов, Н. И.—О геологических исследованиях, произведенных летом 1895 г. в Бакинской губернии и на восточном берегу Каспия. Тр. СПб. О-ва естествоисп., Отд. геол. и минер., т. XXIV, 1896.
7. Андрусов, Н. И.—Материалы к познанию прикаспийского неогена, Акчагыльские пласты, Тр. Геол. Ком., т. XV, № 4, 1902.
8. Андрусов, Н. И.—Геологические исследования в Шемахинском уезде Бакинской губ. летом 1901 г., Изв. Геол. Ком., т. XXI: № 3, 1902.
9. Андрусов, Н. И.—Третичные отложения Шемахинского уезда. Изв. Геол. Ком., т. XXIII, № 3, 1904.
10. Андрусов, Н. И.—Материалы к познанию прикаспийского неогена, Понтические пласты Шемахинского уезда. Тр. Геол. Ком., Нов. серия, вып. 40, 1909.
11. Андрусов, Н. И.—О возрасте и стратиграфическом положении, акчагыльских пластов. Зап. Мин. О-ва, т. ХСVII, вып. 1, 1911.
12. Андрусов, Н. И.—Понтический ярус. Геология России, т. IV. ч. II. вып. 2, 1917.
13. Андрусов, Н. И.—Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. Росс. Акад. Наук, № 8, 1918.
14. Андрусов, Н. И.—Апшеронский ярус. Тр. Геол. Ком., Нов. сер., вып. 110, 1923.
15. Androusoff, N.—Le pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. Mem. de la soc. R. de sciences de Bohême à Prague, t. V, 1927.
16. Argand, E.—La tectonique de l'Asie. Comte-rendu dn XII Congrès géologique international, 1922, Liège, 1924, p. p. 171—372, 27 fig.
17. Архангельский, А. Д.—Несколько слов о геологическом строении грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской обл. Бюлет. Моск. О-ва Испыт. Прир., Нов. сер., т. XXXII, Отд. геол., т. II, вып. 3—4, 1925, Москва.
18. Архангельский, А. Д.—Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлет. Моск. О. И. Пр., Отд. геол., т. VIII (1—2), 1930, Москва.
19. Архангельский, А. Д.—Геологическое строение СССР, Георгразведиздат, 1932, Ленинград—Москва.
20. Апрезов, С. М.—Критический обзор воззрений на вулкан Бухты. Азерб. Нефт. Хоз., № 2, 1924, Баку.

21. Апрезов, С. М.—Классификация нефтяных месторождений Апшеронского полуострова и ближайших районов по тектоническим признакам. Азерб. Нефт. Хоз., № 10, 1926.

22. Барбот-де-Марни, Н. Н.—Сравнительный очерк нефтяных месторождений Каспийского побережья. Мат. для геол. Кавказа, сер. II, кн. 6, 1892, Тифлис.

23. Барбот-де-Марни, Н. Н. и Симанович, С.—Геологическое исследование Бинагадинского нефтеносного района Апшеронского полуострова. Мат. для геол. Кавказа, сер. II, кн. 5, 1891, Тифлис.

24. Батурин, В. П.—Петрография песков и песчаников продуктивной толщи. II. Физико-географические условия века продуктивной толщи. Труды АЗНИИ, вып. 1, 1931, Баку.

25. Бацевич, Л.—Материалы для изучения нефтяных месторождений Апшеронского полуострова. Геологическое описание Апшеронского полуострова, мат. по геол. Кавказа, сер. I, кн. 11, 1881, Тифлис.

26. Blanschard, R.—La morphologie du Caucase. La Geographie. Bull. de la Soc. de Geogr., t. XXVII, 1913.

27. Богачев, В. В.—Геологический очерк Азербайджана. Мат. по районированию АССР, т. I, вып. 3, 1926, Баку.

28. Богачев, В. В.—Некоторые черты тектоники Азербайджана. Аз. Нефт. Хоз., № 3, 1926, Баку.

29. Богачев, В. В.—Исследование южной группы грязевых вулканов Азербайджана. Аз. Нефт. Хоз., № 10, 1926, Баку.

30. Богачев, В. В.—Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности. Аз. Нефт. Хоз., №№ 2—3, 1930, Баку.

31. Богданович, К. И.—Два пересечения Главного Кавказского хребта, Тр. Геол. Ком., т. XIX, № 1, 1906, С.-Петербург.

32. Богданович, К. И.—Система Дибрара. Тр. Геол. Ком., Нов. сер., вып. 26, 1906, С.-Петербург.

33. Вассоевич, Н. Б.—К геологии нефтяных месторождений Кахетинского хребта. Аз. Нефт. Хоз., № 11, 1930, Баку.

34. Вебер, В. В.—Геологический очерк плана II—3 (Новханы) Апшеронского п-ва. Изв. Геол. Ком., 1925, т. XLIV, № 3, Ленинград.

35. Вебер, В. В.—Геологические исследования в пределах Сиякинского и Донгузлыкского участков плана II—3 Кабристанских пастбищ, Изв. ГГРУ, т. I, вып. 1, 1931, Ленинград.

36. Вебер, В. В.—Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планш. т III—6 (Кала), Геол. Изд., М.-Л., 1931.

37. Вебер, В. В.—Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планш. т V—1 (Отман-Бозы-даг), Геол. Изд., М.-Л., 1931.

38. Вебер, В. В.—Геологический очерк района Нефтик-Маяш в Кабристане. (Отчет о работах 1930 г.). Труды НГРИ, серия Б, вып. 24, 1932, Ленинград.

39. Wilser, J. L.—Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa, Zeitschr. d. Detuschen geol. Gesell., Bd. 80, 1928, Abh. № 2, ss. 153—191.

40. Wilser, J. L.—Der südrussische Tafelland in Vorder- und Mittelasien., Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Beil. Bd. 60, 1+28, ss. 1—34.

41. Wilser, J. L.—Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu den nordanatolischen Ketten., Geol. Rundschau, Bd. XIX, 1+28, hf. 3, ss. 161—223.

42. Воларович, П. Е.—Геологические исследования в Кубинском уезде в 1902—1903 г. г., Изв. Геол. Ком., т. XXIII, 1904.

43. Воларович, П. Е.—Нефтеносный район Кирмаку на Апшеронском полуострове., И в. Геол. Ком., т. XXVIII, 1909.

44. Воларович, П. Е. и Леднев, П.—Нефтеносные районы Кирмаку-Бингады. Тр. Геол. Ком., Нов. сер., вып. 14, 1927.

45. Hanna, F. F.—Untermeerische Gleitung bei Trenton—Falls (Nordamerika) und ihr Verhältniss zu ähnlichen Störungsbildern., N. J., XXXVI, B. B., 1913.

46. Heim Albert—Querprofil durch den Central-Kaukasus, längs der Grusinischen Heerstrasse, verglichen mit den Alpen. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich., Bd. XLIII, 1898.

47. Heim Albert—Rezente und fossile subaquatische Rutschungen. N. J., 11, 1908.
48. Герасимов, А. П.—Кавказская складчатость и вулканизм. „Природа“, № 3—5, 1922.
49. Герасимов, А. П.—Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. Ком., № 4, т. XLVIII, 1928.
50. Голубятников, В. Д.—Новые данные о строении Кирмакинско-го хребта. Нефт. и Сл. Хоз., т. IV, № 3, 1923, Москва—Ленинград.
51. Голубятников, В. Д.—Нефтеносные районы Кизля и Хыдыр-зинды (Беш-Бармак). Изв. ГГРУ, т. XLIV, № 5, 1930.
52. Голубятников, Д. В.—Главнейшие результаты геологических работ, произведенных на Апшеронском полуострове в 1903 г., Изв. Геол. Ком., т. XXIII 1904.
53. Голубятников, Д. В.—Святой Остров. Труды Геол. Ком., Нов. сер., вып. 28. 1908.
54. Голубятников, Д. В.—Сураханская газоносная и нефтеносная площадь. Изв. Геол. Ком., т. XXVII. 1908.
55. Golubjatnikow, D.—Die Halbinsel Apscheron (в работе H. Höfer „Das Erdöl“), В. II, 1909.
56. Голубятников, Д. В.—Дет. геол. карта Апшеронского п-ва. Би-би-Эйбат. Тр. Геол. Ком., Нов. сер., вып. 106, 1914.
57. Голубятников, Д. В.—Нефтяные месторождения Апшеронского п-ва. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 22. 1918, Петроград.
58. Голубятников, Д. В.—Свято-Островский район. Аз. Нефт. Хоз., № 1, 1923.
59. Голубятников, Д. В.—Грязевой вулкан на пром. „Ильич“. Нефт. Сл. хоз., т. V, № 7,8. 1923.
60. Голубятников, Д. В.—Продуктивная толща Апшеронского п-ва, А. Нефт. Хоз., № 8—9, 1925, Баку.
61. Голубятников, Д. В.—Чаильский нефтеносный район. Аз. Нефт. Хоз., № 8—9, 1925, Баку.
62. Голубятников, Д. В.—Бакинский район, Кабристан. Справоч-ник по нефтяному делу. ч. I, стр. 59—131, Изд. Сов. Нефт. Пром., 1925, Москва.
63. Голубятников, Д. В.—Детальная геологическая карта Апшерон-ского п-ва. Аташкинский район. Тр. Геол. ком., Нов. сер., вып. 130, 1927.
64. Голубятников, Д. В.—Путинский нефтеносный район. Нефт. Хоз. т. XII, № 2, 1927.
65. Голубятников, Д. В.—Геологические структуры восточной ча-сти Апшеронского п-ва. Аз. Нефт. Хоз., № 2, 1933, Баку.
66. Gredog, J. W.—The structure of Asia. (Сборник статей). London, 1929.
67. Губкин, И. М.—Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского п-ва (Сумгаитский планшет). Изв. Геол. Ком., т. XXXIII, № 4, 1914.
68. Губкин, И. М.—Геологические исследования в западной части Апшеронского п-ва. Листы Учтапинский и Коунский. Изв. Геол. Ком., т. XXXIV, № 2, 1915.
69. Губкин, И. М.—Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского п-ва. Лист Перекишнюльский. Изв. Геол. Ком., т. XXXV, № 2, 1916.
70. Губкин, И. М.—Нефтяные месторождения Кабристанских пастбищ. „Поверхность и Нефть“, № 7, 1917.
71. Губкин, И. М.—Нефтяные месторождения Кабристанских пастбищ. Нефт. Сл. Хоз., т. V, № 7—8, 1923. т. VIII, № 5, 1925.
72. Губкин, И. М.—Нефтяной район Дамла-маджа. Нефт. Сл. Хоз., т. VIII, № 6, 1925.
73. Endriss, K.—Geologie des Randecker Maars und des Schopflocher Riedes. Z. d. d. G. G., 41. s. 83, 1889.
74. Жуков, М. М.—Некоторые результаты геологических исследований на Алатской гряде в Кабристане (Солохайский планшет). Аз. Нефт. Хоз. № 5, 1929, Баку.

75. Зубер, С. Р.—К познанию Бакинского архипелага. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 10—11, 1922, Баку.
76. Зубер, С. Р.—О продуктивной толще Апшеронского п-ва (по поводу статьи К. П. Калицкого) *Аз. Нефт. Хоз.*, № 1, 1923, Баку.
77. Зубер, С. Р.—Отчет о полетах над побережьем Каспийского моря. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 5, 1923, Баку.
78. Зубер, С. Р.—По по оду статей А. А. Меликова и С. А. Ковалевского „О грязевом вулкане Бухты.“ *Аз. Нефт. Хоз.*, № 1, 1924, Баку.
79. Зубер, С. Р.—К вопросу о грязевом вулкане Бухты (по поводу статьи К. П. Калицкого). *Аз. Нефт. Хоз.*, № 4, 1924, Баку.
80. Зубер, С. Р.—Геологические исследования в Бинагадинском районе. *Изд. Аз. Нефт. Хоз.*, 1924, Баку.
81. Зубер, С. Р.—К вопросу о генезисе продуктивной толщи. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 6—7, 1926.
82. Zuber, S.—Деятельность грязевых вулканов и строение газоносных складок *Rev. Petrol.*, 1926.
83. Zuber, S.—L'activité des volcans de boue en connexion avec la structure des plis gazifères. *Travaux du I Congrès International de Forage. Bucarest*, 1926.
84. Калицкий, К. П.—Бакинский архипелаг. *Нефт. Сл. Хоз.*, т. II № 5—8, 1921, Москва.
85. Калицкий, К. П.—О продуктивной толще Апшеронского полуострова. *Нефт. Сл. Хоз.*, т. III, № 1—4, 1922, Москва.
86. Калицкий, К. П.—О форме залегания сопочной брекчии, обнаруженной бурением в недрах Биби-Эйбата. *Аз. Нефт. хоз.*, № 1, 1924, Баку.
87. Калицкий, К. П.—Критические замечания по поводу статей Д. В. Голубятникова: „Ископаемый грязевой вулкан на пром. „Ильич“ (Биби-Эйбатская бухта)“, *Аз. Нефт. Хоз.*, № 2, 1924, Баку.
88. Ковалевский, С. А.—Новый взгляд на тектонику Биби-Эйбата. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 4—5, 1922, Баку.
89. Ковалевский, С. А.—Вулкан Бухты (к статье Меликова „Об ископаемом вулкане на Бухте“). *Аз. Нефт. Хоз.*, № 11, 1923, Баку.
90. Ковалевский, С. А.—Еще о Лок-Багане. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 5, 1926, Баку.
91. Ковалевский, С. А.—Нефтяная Банка Апшерона. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 8—9, 1926, Баку.
92. Ковалевский, С. А.—Основные черты разреза продуктивной толщи „Бакинского полукольца“. *Нефт. Хоз.*, т. IX, № 10, т. X, № 1, 1926.
93. Ковалевский, С. А.—Особенности продуктивной толщи Апшеронского полуострова в связи с ее генезисом. *Нефт. Хоз.*, т. XII, № 6, 1927.
94. Ковалевский, С. А.—Грязевые вулканы Восточного Закавказья. *Аз. Нефт. Хоз.*, №№ 6—7, 8, 9, 10, 11, 12, 1927, Баку.
95. Ковалевский, С. А.—О генезисе грязевых вулканов Восточного Закавказья. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 1, № 2, 1928, Баку.
96. Ковалевский, С. А.—„Дибрарские утесы“ в ряду смежных явлений в системе Дибрара. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 4, 1929, Баку.
97. Ковалевский, С. А.—Острова Бакинской бухты. *Аз. Нефт. Хоз.*, № 3, 1930, Баку.
98. Ковалевский, С. А.—Природные газы Бакинского района. *Нефт. Хоз.*, т. XVIII, № 3, 1930.
99. Краснов, Н. Н.—Материалы для знакомства с грязевыми вулканами восточного Закавказья. *Тр. Харьк. О-ва Ест.*, т. XXXIX, вып. II, 1905.
100. Краснов, А. Н.—Восхождение на гору Боз Даг. *Ежегодн. Кавк. Горн. О-ва в Пятигорске*, № 3, за 1908 и 1909 г. г., 1910, Пятигорск.
101. Křejsi, K.—Der Bau der rumänischen Oelgebiete. *Geol. Rundschau*, XVI, 1925.
102. Леднев, Н. М.—Остров Святой (Пир-Аллаги). *Нефт. Сл. Хоз.*, т. III, № 1—4, 1922.
103. Месропян, А. И.—Геологические исследования в районе Бостандаг. *Прил. к № 6—7 журн. Аз. Нефт. Хоз.*, 1928, Баку.
104. Мефферт, Б. ф.—Геологический очерк Лечхума. *Мат. по общ. и прикладн. геологии*, вып. 140, 1930.

105. Мирчинк, М. Ф.—Общие замечания по геоморфологии Апшеронского полуострова. Вестн. Моск. Горн. Акад., т. I, 1922, Москва.
106. Мирчинк, М. Ф.—К вопросам тектоники Апшеронского полуострова. Вестник Моск. Горн. Акад., т. II, № 1, 1923, Москва.
107. Мирчинк, М. Ф.—О генезисе продуктивной толщи Апшеронского п-ва. Аз. Нефт. Хоз., № 1, 1 26, Баку.
108. Мирчинк, М. Ф.—Еще о генезисе продуктивной толщи. Аз. Нефт. Хоз., № 10, 1926, Баку.
109. Мирчинк, М. Ф.—Строение Бинагадинской антиклинали. Изв. Аз. Нефт. Ин-та, вып. 2 (9), юбилейный, ч. III, 1931, Баку.
110. Мирчинк, М. Ф.—Стратиграфические соотношения палеогеновых и меловых свит на юго-восточном Кавказе. Аз. Нефт. Хоз., № 2—3, 1931, Баку.
111. Мирчинк, М. Ф.—Геолог. исслед. в северной и юго-восточной частях планшета I-3 (Кемиш-даг) Кабристанских пастбищ. Тр. ГРК, вып. 1, 1933, Баку.
112. Mrazec, L.—Ueber die Bildung der rumänischen Petroleum-lagerstätten. Congres international du pétrole, III session, Bucarest, 1907, Comptes-rendus t. II, Memoires, p. p. 80—134.
113. Mrazec, L.—L'industrie du pétrole en Roumanie. Chapitre I, Les gisements de pétrole, p. p. 1—79, 1910.
114. Муллаев, И. И.—Рагимский нефтеносный район. Изд. Геол. Разв. Бюро Азнефти, 1929, Баку.
115. Освальд, Ф. Ф.—К истории тектонического развития Армянского нагорья. Пер. А. И. Шкиной. Зап. Кавк. Отд. Русск. Геогр. О-ва, кн. XXIX, вып. 2, 1916, Тифлис.
116. Ренгартен, В. П.—Новые данные по тектонике Кавказа. Записки Рос. Минер. О-ва., II сессия, ч. 55, вып. 2, 1926, Ленинград.
117. Ренгартен, В. П.—Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды III Всесоюзного съезда геологов. Ташкент, 1929.
118. Ренгартен, В. П.—Горная Ингушетия. Геол. исслед. в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северн. Кавказе. Тр. ГГРУ, вып. 63, 1931.
119. Stolley, E.—Zur Kenntnis der Kaukasischen Unterkreide. Centralblatt f. Min., Geol. u. Paläont., 1 08.
120. Уиллис, В. и Р.—Труктурная геология (Геологические структуры). Перев. с англ. В. А. Вейнберг, Азгиз, 1932, Баку.
121. Ушейкин, Н. И.—Геологический очерк Путинского нефтеносного района. Изв. Геол. Ком., т. XXXIII, 1914.
122. Ушейкин, Н. И.—Геологический очерк Алятского района. Изв. Геол. Ком., т. XXXIV, № 10, 1915.
123. Федоров, С. Ф.—Геологическое исследование юго-восточной части Алятской гряды. Аз. Нефт. Хоз., № 2, № 3, 1930, Баку.
124. Федоров, С. Ф.—Дуванный и Кяниза-даг, возможные нефтеносные районы Азербайджана. Нефт. Хоз., т. XVIII, № 3, 1930, Москва.
125. Шатский, Н. С.—Заметки о тектонике третичных предгорий северо-восточного Кавказа. Бюлл. М. О. И. Пр. Отд. геол., т. V (3—4), 1927.
126. Шатский Н. С., Жуков М. М., Милановский Е. В. и Руженцев, В. Е.—Дислокационные брекчи и грязевые вулканы в Азербайджане. Бюлл. М. О-ва И. Пр., Нов. сер., т. XXXVII, Отд. Геол., т. VII, вып. 1—2, 19—9, Москва.
127. Шатский, Н. С.—Фации и нефтеносность майкопских отложений юго-восточного окончания Кавказа. Нефт. Хоз., № 8, 1928, Москва.
128. Staub, R.—Tektonische Beobachtungen am Westufer des Kaspischen Meers. Vierteljahrsschrift d. Naturforsch. Gesell. in Zürich, Bd. 58, ss. 298—309, 1913.
129. Staub, R.—Der Bau der Alpen Versuch einer Synthese. Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz N F., Lief. 52, ss. 1—272, 1924.
130. Stille, H.—Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erschiebungen. Geol. Rundschau, VIII, 1917.
131. Stahl, A. F.—Kaukasus. Handbuch der Region Geologie. Heidelberg, 1923.



0-70.

**Цена 3 руб.**

**АН-10-5-4**

1499

---

**AZƏRBAJÇAN  
NEFT GEOLOZİ - KƏŞFIYAT  
TRESTİNİN ƏSƏRLƏRİ  
11 BURAQILLIŞ**

**M. F. MIRCINQ  
ÇƏNUBİ-ŞƏRQİ QAFQASJANIN  
TEQTONİK PROBLEMI**

**ƏSÇİ XASQA BƏTİN  
AZƏRNEFTNƏŞR  
Bə...Mosqva ♦ 1935**

---