

Бойко В.Н., Буров В.С., Вуль М.А. и др. Бориславско-Покутский покров. - В кн.: Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1977.

Буров В.С., Вишняков И.Б., Глушко В.В. и др. Автоктонное основание прогиба. - В кн.: Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1977.

Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. - М.: Недра, 1968.

Доленко Г.Н., Бойчовская Л.Т., Кляйн И.В. и др. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа. - Киев: Наук. думка, 1976.

Kozikowski H. Wyniki regionalnych badan seismiczno-geologicznych i geochemicznych przeprowadzonych w polskich Karpatach sennetrzynnych w latach 1971-1975. - Nafta, 1976, 30, № 9.

Kislow A. Mapa siewowa podloza Polskich Karpat. - Nafta, 1976, 32, № 10.

V.S.Burov, V.V.Glushko

LES NOUVEAUTES SUR LA STRUCTURE PROFONDE DE CARPATES UKRAINIENNA ET D'AVANT-FOSSE

R e s u m e

La base pre-mesozoique d'avant-fosse Pre-Carpatien et de l'extrémité du Carpates forme Lejaisco-Dobrougea massif du haute proterozoic et les zones du developpement puissants disloques de l'époque devonienne, silurienne, kembrienne, joignant a lui a Est. La pente occidentale du massif a une structure nouvelle, tout a fait differente. La base autochtone sous Carpates de Flysch se trouve au profondeurs, qui dépassent 10 km. L'avant-fosse Pré-Carpathen subdivise en trois zones tectoniques. Celui de nord-est, la zone Biltché - Volitce est l'autochtone. Les zones du Sud - ouest, Sambor et Borislav - Pocoute sont des sariages. Seulement en zone Borislav - Pocoute, qui est voisine du Carpates, on a établi en base le flysch. En suivant les données du forage profond de l'amplitude de déplacement des sariages atteint pas moins que 50 km.

С.Л.Бизова

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ГОРНОГО КРЫМА

Большой Кавказ и Горный Крым представляют собой орогенные сооружения альпийского возраста или мегантиклинория, ограниченные молассовыми прогибами, к числу которых могут быть отнесены в впадины Черного и Азовского морей. В орогенные поднятия были вовлечены участки, существенно разные по истории развития, стилю и времени дислокаций - линейные структурно-фациальные зоны, разделенные крупными тектоническими швами.

В отличие от Ады и Карпат структурно-фаціальная зональность Большого Кавказа и Крыма не так очевидна, поскольку в строении этих сооружений большую роль играют зоны, сформировавшиеся в до-альпийское время и впоследствии в значительной степени скрытые постокладчатим эрогенно-платформенным чехлом. Картина еще больше усложняется тем, что местами эти древние зоны совместно с их молодым чехлом были вторично вовлечены в складчатость уже в альпийское время. Вероятно это связано с тем, что в большинстве современных тектонических схем структурно-фаціальная зональность отсутствует перед такими элементами, как поднятия, прогибы, блоки, моноклинали и т.д. А между тем попытка выделения и здесь продольных зон, аналогичных карпатским, может быть весьма плодотворной при выявлении истории развития этих горных стран и при сопоставлении их с другими складчатыми областями Альпийского пояса.

В пределах Большого Кавказа по данным многочисленных исследований, перечислить которые здесь нет возможности, автором выделены пять структурно-фаціальных единиц 1-го порядка (рис.1). Мы условно называем их зонами, хотя часто в литературе в ранге зон выделяются более мелкие единицы.

1. Дабинно-Малкинская зона (Милановский, 1959) представляет собой поднятый участок эпигерцинской платформы. Здесь четко выделяются три структурных этажа. Основанием служит метаморфический комплекс рифей - нижнего-среднего палеозоя, который, как недавно выяснилось, слагает систему покровов с участием офиолитов (Аджигрей и др., 1976). Умеренно дислоцированные герцинские молассы (средний-верхний карбон и пермь) составляют средний этаж. Верхний этаж представлен платформенным чехлом мезозойско-палеогенового возраста. Он залегает в виде пологой моноклинали и дислоцирован только у южного края зоны. Этим краем служит глубинный и долгоживущий Дудугуш-Тырнаузский разлом, к которому, возможно, приурочены корни герцинских покровов. Он активно жил в течение всего раннего мезозоя и был "запечатан" отложениями верхней юры.

2. Зона Главного хребта, или Чугуш-Дарьяльская зона охватывает собой значительную часть водораздела и северного склона. Для нее характерно присутствие герцинского метаморфизованного основания и мощного раннемезозойского осадочного чехла, представленного дислоцированными породами лейаса и доггера. Системой долгоживущих разломов зона разбита на серию продольных блоков, испытавших неоднократные активные перемещения в киммерийское (юрское)

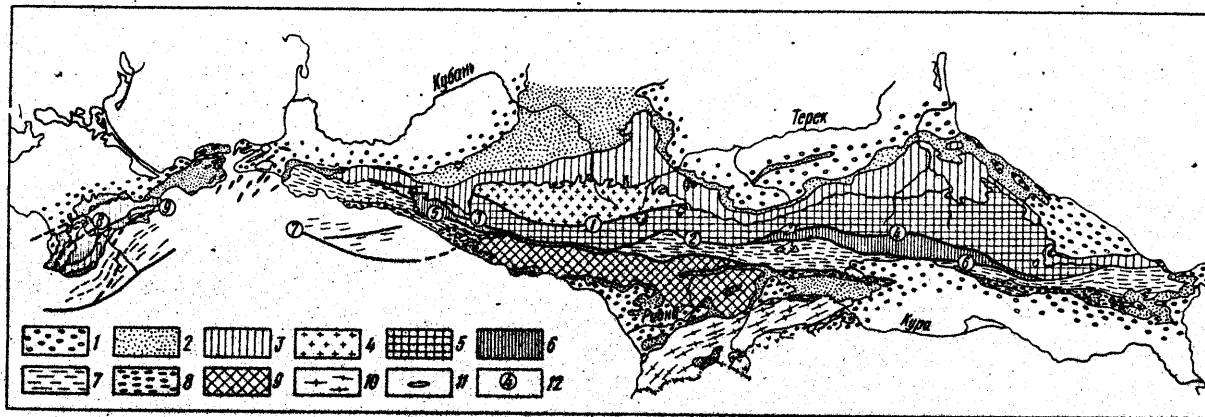


Рис. 1. Структурно-фациальные зоны Большого Кавказа и Горного Крыма:

1 - верхние молассы (плиоцен-четвертичные); 2 - нижние молассы (олигоцен-миоцен); 3 - последние киммерийский осадочный чехол (верхняя юра - эоцен); 4 - Лабинно-Малгинская зона на Кавказе; 5 - Зона Главного хребта на Кавказе; 6 - зона киммерийской геосинклинали (Сланцевая на Кавказе, Симферопольская и Горнокрымская в Крыму); 7 - зона альпийской геосинклинали (северная подзона Флишевой зоны на Кавказе и Судакская зона в Крыму); 8 - южные флишевые подзоны на Кавказе; 9 - Закавказская плита; 10 - Аджаро-Триалетская складчатая зона; 11 - складки Керченско-Таманской области; 12 - обозначения основных разломов (1 - Дудугуш-Тырннаузский разлом 2 - Надвиг Главного хребта, 3 - Тугуцсинский разлом, 4 - Ахтычайско-Тляратский взброс, 5 - Бейшеийский надвиг, 6 - Малкамаудский надвиг, 7 - Восточночерноморский разлом, 8 - Лозовской надвиг, 9 - Эчкилдагский надвиг).

время. Дислокации раннемезозойского осадочного чехла тесно связаны именно с блоковыми перемещениями фундамента, поэтому для зоны характерна не геосинклинальная, а глыбовая, или штамповая, складчатость. Мы считаем ее промежуточной по своей природе или киммерийской парагеосинклиналью.

В поперечном направлении в пределах зоны выделяется максимально поднятый центральный участок, представленный только выступами фундамента. На западе от него (бассейны рек Лаба и Белая) и на востоке (бассейн реки Терек) располагаются более погруженные участки зоны, представленные чередованием домезозойских горстов и краевых грабенов. Наконец, самый погруженный участок (большая часть Дагестана) лишен выступов фундамента. Однако и для него характерны конседиментационные движения по разломам допозднеюрского времени.

Одним ограничением зоны служит один из самых крупных надвигов Большого Кавказа, часто называемый "надвигом Главного хребта". Восточное продолжение его названо Ахтычайско-Глярским взбросом (Резников, 1973), западное - Тугунсинским разломом (Хайн и др., 1960). Последний на западе "запечатан" отложениями верхней кры.

3. Сланцевая зона. К югу от зоны Главного хребта мы считаем возможным выделить зону настоящей киммерийской геосинклинали, которая, вероятно, первично была единой, а ныне состоит из двух разрозненных сегментов - северо-западного и юго-восточного. В обоих метаморфический фундамент неизвестен. Мощности глинистых сланцев и флишевых пород лейбаса-валена, резко возрастая, измеряются километрами. Они насыщены вулканическими породами спилит-кератофировой формации. Оба участка зоны характеризуются полной складчатостью геосинклинального типа с тенденцией к запрокидыванию на юг и юго-запад. Западный участок - Гойтхско-Ачишхинская зона (Ломизе, 1969) - ограничена на юге Бекишейским надвигом. На востоке ее аналогом служит недавно выделенная из состава Сланцевого Дагестана Приводоравдельная шовная зона (Резников, 1973). В Грузии ей частично отвечает Казбеко-Дагодехская зона (Гамкрелидзе, 1966).

Все вышеперечисленные зоны (Дабияно-Малкинская, Главного хребта и Сланцевая) перекрыты послекиммерийским платформенным осадочным чехлом, сложенным породами от верхней кры до палеогена. На большей центральной части Кавказа он представлен мелководными фашиями и почти не дислоцирован, а на погружениях (Северо-Западный Кавказ и Известковый Дагестан) этот чехол становится по фа-

цлям более глубоководным и вовлечен во вторичную складчатость альпийского времени.

4. Флишевая зона, или альпийская геосинклиналь также состоит из двух самостоятельных участков: западного (Новороссийско-Сочинского) и восточного (Грузинско-Азербайджанского). Многие исследователи считают, что это были первично два независимых флишевых бассейна. Мы, однако, вслед за В.П.Ренгартеном (1937) и О.С.Вяловым (1937) полагаем, что на Большом Кавказе существовала непрерывная и достаточно широкая зона альпийской флишевой геосинклинали, которая впоследствии была выжата и перекрыта надвигами.

В пределах флишевой зоны выделяются две продольные подзоны, которые обычно описываются в ранге зон: на западе - Новороссийско-Лазаревская и Чвежипсинская, в Грузии - Чнаурская (Шовско-Пасанаурская) и Кахетинская, в Азербайджане - Дибрарская и Вандамская.

На всех трех участках только северная подзона полностью отвечает представлению о геосинклинали, т.е. осадконакопление геосинклинального типа в ее пределах не прерывалось эпохами консолидации по крайней мере с лейаса или даже с девона, если, как это мы делаем, включать в ее состав и Сванетскую подзону Грузии. На наш взгляд, есть достаточно оснований присоединять к этой подзоне и узкую полосу глинистых сланцев лейаса, слагающих депрессию рельефа в истоках рек Мзымта и Бзыбь. Что же касается южных подзон (Чвежипсинской на западе и Кахетинско-Вандамской на востоке), то обе они наложены на край Закавказской плиты. Флишевое осадконакопление здесь началось на разных уровнях раннего мела и сменило собой платформенные мелководные, большей частью карбонатные фацции, свойственные предшествующему этапу. Эти наложенные флишевые трюги были первично разделены участком одновозрастных флишевых фацций, характерных для района Абхазии.

Объем подзонам флишевой зоны свойственна напряженная полная складчатость геосинклинального типа с характерным омоложением чешуй в направлении их надвигания. На многих участках описаны пологие надвиги и покровы - Воронцовский покров на западе (Келлер, Меннер, 1945; Борукаев, Буртман, 1964), Чинчельский покров в Кахетии (Вассоевич, 1934; Чичуа, 1973), Баскальский и Астраханский покровы в Азербайджане (Вассоевич, Хаин, 1940; Воскресенский и др., 1965). Следует заметить, что все известные на Кавказе покровы приурочены к участкам больших градиентов вертикальных

движений в орогенный период. Определенную роль в их формировании сыграли силы гравитации.

На обоих погружениях Большого Кавказа - в районе Новороссийска на западе и восточнее Шемахи на востоке - складчатость становится проще, и пологие надвиги не известны.

5. Закавказская плита является последней крупной единицей орогенного поднятия Большого Кавказа. Речь идет о поднятой части Закавказской плиты, которая обычно выделяется под названием Гагрско-Джавской или Абхазской зоны и Дзирульского массива. Для этой территории характерно неглубокое залегание жесткого кристаллического основания, которое известно сейчас не только на массиве, но и севернее в бассейне р.Кодор в пределах Гагрско-Джавской зоны (Дудаури, Тогоидзе, 1970). Породы лейаса отличаются сравнительно небольшими мощностями, повсеместно развита щелочная порфиритовая серия байоса (Домизе, Суханов, 1974), верхний мезозой и палеоген представлены платформенными нефлишевыми фациями. Наконец, для всей плиты характерна пологая, не геосинклинальная по облику складчатость чехла (Гамкрелидзе, 1969).

По данным сейсмоакустики (Терехов и др., 1974) в прикавказской части акватории Черного моря прослеживается подводное продолжение и Флишевой зоны с хорошо выраженной линейной складчатостью, и Закавказской плиты с ненарушенным или малонарушенным залеганием осадочного чехла. Граница между этими зонами в море выражается в виде крупного разлома, получившего название Восточночерноморского.

Как видно из этого краткого описания, большая часть территории Большого Кавказа представлена жесткими плитами. Геосинклинальными (мезо- или мезогеосинклинальными) зонами, пережившими полный геосинклинальный цикл и, вероятно, сформировавшимися на океанической или утоненной континентальной коре, можно считать только Флишевую и Сланцевую зоны южного склона, составляющие не более 30% общей площади мегантиклинория. Они в значительной мере аллохтонны, так что на глубине их корни еще значительно уже, что можно видеть на прилагаемых профилях (рис. 2). К геосинклиналям с обеих сторон примыкают участки плит, вовлеченные в кратковременное прогибание, а затем в блоковые дислокации, иногда достаточно интенсивные. Таковы зона Главного хребта на севере и Гагрско-Джавская - на юге. Этими элементами и представлена большая часть мегантиклинория Большого Кавказа. Сравнительно небольшую

часть орогенного сооружения составляют вовлеченные в поднятия спокойные участки плит (Дзиргульский массив и Лабинно-Малкинская зона).

Заканчивая описание продольных зон Большого Кавказа, следует подчеркнуть немалую роль и поперечных структур, и особенно крупного долгоживущего поднятия, пересекающего все зоны в центре Кавказа. Оно отвечает наиболее поднятому участку зоны Главного хребта и сказывается на фациях всего мезозоя в постскладчатом чехле северного склона. На южном склоне это поднятие разделяет собой две части южной флишевой подзоны. Ему соответствует максимальное сжатие в эпоху складчатости. Несомненна большая роль этого поднятия на орогенном этапе в плиоцен-четвертичное время, во время формирования современного рельефа (Милановский, 1964). Отметим, что поперечные структуры Большого Кавказа не вырисовываются в виде сколько-нибудь четко очерченных блоков. Фациальные границы, как правило, выражаются переходами, и положение их смещается во времени. Центральное поднятие можно представить себе в виде крупного вала, меняющего свою форму и положение на протяжении мезозоя и кайнозоя. Соответственно сопровождающие его поперечные разрывы на поверхности меняли свое положение и оставались второстепенными по своему значению.

В Горном Крыму мы считаем возможным выделить в том же направлении с севера на юг четыре структурно-фациальные зоны.

1. Скифская плита расположена к северу и северо-востоку от Симферополя в районе поселка Зуя, где вскрыт скважинами под пологом чехлом позднего мезозоя и кайнозоя участок ее с высоким положением домезозойского фундамента, представленного метаморфическими породами рифея (Зуйский выступ). Этот выступ граничит со складчатым мезозоем Горного Крыма по крупному разлому, прослеженному скважинами на расстоянии 15-20 км.

2. Симферопольская зона расположена к югу от Зуйского выступа, где находится складчатая область Горного Крыма, в пределах которой развит дислоцированный мезозой, и положение консолидированного фундамента рисуется только предположительно на глубинах, измеряемых многими километрами. Самой северной зоной этой области является Симферопольская зона, состоящая из двух подзон: Бьтакской и Лозовской, разделенных разломом и отличающихся фациями средней юры. Они интенсивно дислоцированы в допозднекримское (киммерийское) время и перекрыты полого лежащим позднемезозойско-кайнозойским чехлом.

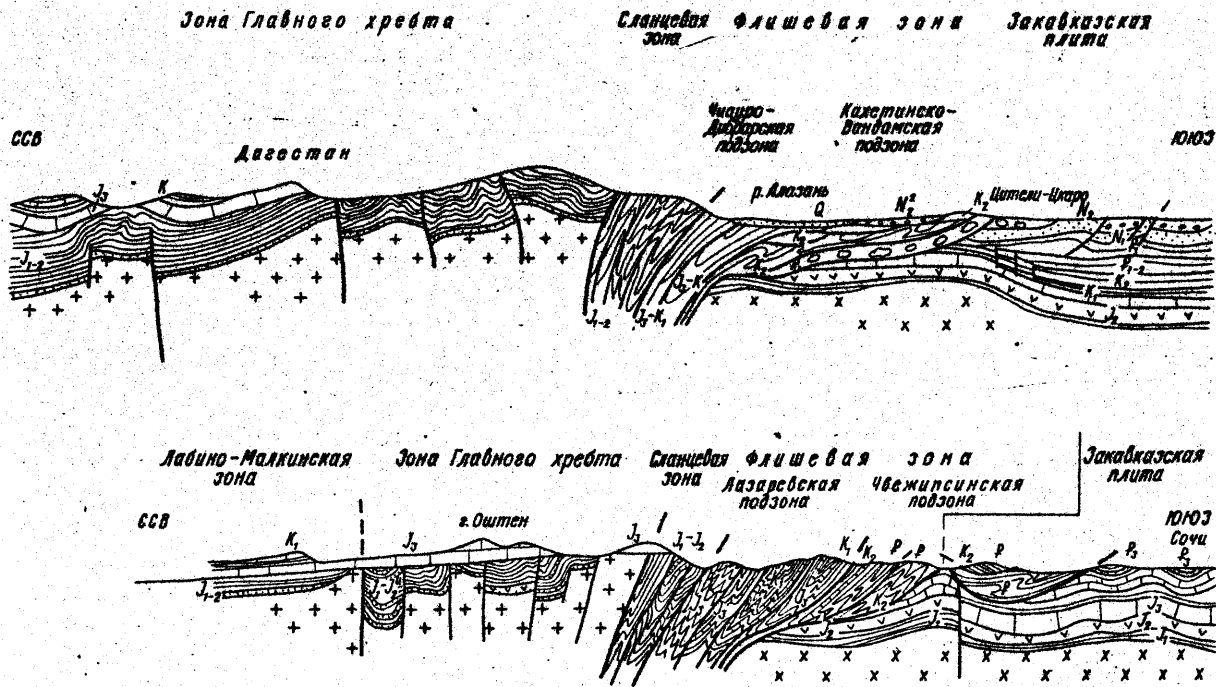


Рис.2. Схематизированные профили через Большой Кавказ: А - Восточный Кавказ; Б - Западный Кавказ.

В Битакской подзоне вскрывается (нигде более не известная) мощная толща конгломератов нижнего байоса, что позволяет называть ее предгорным, или межгорным, молассовым прогибом раннекиммерийского времени. Иногда ее считают элементом Скифской плиты.

Лозовская подзона характеризуется специфическим разрезом лейаса и аалена с признаками подводного оползания (эскиординская свита), широким развитием субвулканических и вулканических тел и сильной раздробленностью большей части пород. Весь этот комплекс признаков позволяет считать ее зоной повышенной активности (Лебедев и др., 1963). Ее южным ограничением служит крупный Лозовской надвиг, запечатанный породами верхней кры.

3. Горнокрымская зона составляет большую часть Горного Крыма. Для нее характерно развитие таврической серии нижнего мезозоя и проявление позднекиммерийской (позднеюрской) складчатости. Эта зона может быть разделена на ряд подзон по фациям средней и верхней кры и по степени проявления наложенных альпийских дислокаций. При приближении к южному краю зоны эти дислокации усиливаются вплоть до полной перестройки киммерийской структуры (Моисеев, 1930). У южного края зоны выделяется Карадагская подзона, ограниченная надвигом, по которому происходит резкая смена фаций средней кры.

Горнокрымская зона ограничена на юге Эчкидагским надвигом, которому мы вслед за Г.А.Лычагиным (1969) придаем зональное значение.

4. Судакская зона располагается к югу от Эчкидагского надвига и характеризуется отсутствием киммерийских дислокаций — на протяжении от средней кры до титона включительно здесь продолжалось непрерывное осадконакопление (Кизивальтер, Муратов, 1959). Поскольку более молодые отложения в ней не известны, образование складок и надвигов, свойственных зоне, можно датировать только как послетитонское. Соответственно не исключен и меловой возраст движений, но гораздо вероятнее, с нашей точки зрения, раннеэоценовый, отвечающий альпийской складчатости флишевой зоны Большого Кавказа и сдвиго-надвиговым дислокациям Феодосийского района.

Горнокрымская и Судакская зоны по данным сейсмоакустики находят свое продолжение в акватории Черного моря. В пределах первой выявлено положение кровли дислоцированных пород таврической серии и менее дислоцированный постскладчатый позднемезозойский чехол. На морском продолжении Судакской зоны можно выделить две

продольные структурные единицы, для южной из которых характерно развитие диапиризма (Калинин, и др., 1976), что может свидетельствовать о присутствии отложений майкопской серии и о молодой складчатости. Обе зоны косо обрезаны крупным разломом, к югу от которого, как и на предкавказском участке акватории, располагается область развития мощной толщи немолодых ненарушенных осадков.

В Горном Крыму, как и на Кавказе, немалую роль играют и поперечные структуры, и среди них главная – центральное Алуштинско-Симферопольское долгоживущее поднятие, которое иногда называется Симферопольским. Оно вырисовывается по распределению фаций позднего мезозоя и кайнозоя и так же, как и центральное поднятие Кавказа, не имеет строго очерченных границ.

Теперь обратимся к прослеживанию продольных зон двух регионов. Оговоримся сразу, что непосредственно ни одна из них насквозь не протягивается. Они разделены в море глубоким прогибом, заполненным мощной толщей недислоцированных молодых осадков.

Наиболее достоверно сопоставление самых южных тектонических элементов обоих регионов – глубоководной впадины, отвечающей Закавказской плите, и ограничивающего ее с севера Восточночерноморского разлома. Судакская зона с известным допущением может быть сопоставлена с флишевой зоной Большого Кавказа.

К северу от альпийской зоны в обоих регионах расположены области киммерийской складчатости, сопоставимые между собой в общих чертах, хотя остается неясным, чему отвечают киммериды Крыма – киммерийской геосинклинали или парагеосинклинали Кавказа. Иначе говоря, связан ли киммерийский геосинклинальный комплекс Горного Крыма с пологой поверхностью жесткого фундамента, констатируемой данными геофизики, нормальным трансгрессивным контактом или этот контакт – тектонический (срыв чехла). Данные глубокого бурения позволяют считать второй вариант более правдоподобным.

Естественно напрашивается сопоставление Ласино-Малкинской зоны Кавказа с Зуйским выступом Крыма. Полной аналогии, однако, и здесь нет – герциниды в одном и байкалиды в другом случае.

Как именно происходит сочленение двух регионов, остается неясным. Можно допустить прямое наиболее простое соединение, но совершенно не исключено также наличие здесь крупных разрывов типа поперечных обросов или диагональных сдвигов. Судя по конфигурации диапировых складок Керченско-Таманского района, здесь происходят резкие изгибы простираний, хотя молодые диапировые склад-

ки, как известно, могут быть наложены на более древние структуры несогласно.

Кратко остановимся на сопоставлении исследуемых зон с Карпатами. Как видно из прилагаемой схемы, прямой связи между этими регионами нет - это разные ветви Альпийского пояса. Зона альпийской складчатости Кавказа и Крыма слепо заканчивается в море и западного продолжения, по-видимому, не имеет. Закавказская плита, расположенная к югу от Крымско-Кавказской ветви, сопоставляется обычно с Мизийской плитой, занимающей место во фронте Бизнх Карпат. Несмотря на известное сходство двух ветвей (линейная структурно-фашиальная зональность и наличие разных по времени консолидации зон), различия между ними гораздо значительнее. Эти регионы отличаются по возрасту первой складчатости - киммерийская, т.е. юрская, в одном случае и средне- или поздне меловая - в другом. Омоложение зон и надвигание происходят в разных направлениях - с юга на север в Карпатах и с севера на юг в Крымско-Кавказской области.

Наконец, если Карпаты являются покровной отраной по самой своей сути: осадочный чехол почти повсеместно обрван со своего фундамента и даже метаморфические породы образуют покровные пластины, то для Крымско-Кавказской ветви настоящие покровы являются скорее исключением, чем правилом. Аналогом карпатских флишевых чехуи и пластин могут быть обе геосинклинальные зоны Большого Кавказа, но только в высокогорной части. На обоих погружениях складчатость становится более простой, и пологие надвиги не известны. То же можно сказать и про Горный Крым, где все надвиги довольно круты, и пока нет основания считать, что они сильно выносятся на глубину. Хотя, судя по анализу обломков, некоторые из них, возможно, и скрывают под собой древние кордильеры.

Аджигрей Г.Д., Баранов Г.И., Кровачев С.М. и др. Геология Большого Кавказа. - М.: Недра, 1976.

Борукаев Ч.Б., Буртман В.С. Тектонические окна в Воронежском покрове (Северо-Западный Кавказ). - Бюл. МСНП, 1964, т. XXIX (5).

Вассоевич Н.Б. Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии (1928-1932). - Тифлис, 1934.

Вассоевич Н.Б., Ханн В.Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 1.

Воскресенский И.А., Ханн В.Е., Шурмгин А.М. Тектонические покровы Юго-Восточного Кавказа и условия их образования. - Вест. МГУ. Сер. геол., 1963, № 4.

Вялов О.С., Флишевая зона на Кавказе. - В кн.: Труды XII сессии междунар. геол. конгресса: Тез. докл., 1967.

Гамкрелидзе И.П. Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. - Геотектоника, 1969, № 4.

Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. - Геотектоника, 1966, № 3.

Геология СССР. - М., 1969. - (Крым; Т.УИ).

Дудаур О.З., Тоголидзе М.Г. Об открытии выхода кристаллического субстрата в Центральной Абхазии. - Сообщ. АН ГССР, 1970, 60, № 1.

Калинин В.В., Моргунов Д.Г. и др. Диапировые складки в Черном море к югу от Горного Крыма. - Докл. АН СССР, 1976, 228, № 5.

Келлер Б.М., Мейнер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района в связи с ними подводные оползни. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, 20, вып. 1-2.

Кисевайтис Д.С., Муратов М.В. Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур Восточного Крыма. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 5.

Лебедев Г.С., Собокарь Г.Т. и др. Тектоника центральной части северного склона Крымских гор и опыт ее изучения. - Киев: Наук. думка, 1968.

Ломизе М.Г. Будканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. - М.: Изд-во МГУ, 1969.

Ломизе М.Г., Суванов М.К. Крымская порфириновая серия Закавказья. - Вестник МГУ, 1974, № 2.

Милановский Е.Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития южных зон (на примере Кавказа). - Сов. геология, 1962, № 6.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. - М., 1968.

Моисеев А.С. К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор. - Геол.ком. Материалы по общей и прикл. геологии, 1930, вып. 89.

Резников В.И. Глубинный разлом на Восточном Кавказе. - Сообщ. АН ГССР, 1969, № 3.

Ренгартен В.П. Общий очерк тектоники Кавказа. - В кн.: Межд. геол. конгресс: Тр. XUI сессии, 1937.

Терехов А.А., Мамошина К.Н., Москаленко Э.П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря. - Геотектоника, 1973, № 1.

Хаин В.Е., Афанасьев С.Л. и др. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа. М., 1960.

Чичуа Г.К., Татарянцвили Д.И. и др. О геологическом строении западной части Алазанской депрессии и Цив-Гомборского хребта. - Сообщ. АН ГССР, 1973, 70, № 3.

S. I. Vuzove

THE STRUCTURE-FACIAL ZONES OF THE GREAT CAUCASUS AND THE MOUNTAIN CRIMEA

Summary

Some principal units - the linear structure-facial zones, separated by great faults may be distinguished in the Great Caucasus and the Mountain Crimea. These units are characterized by differences in geological evolution and type of dislocations. Five principal zones can be discerned in the Great Caucasus, but only one of them, the flysch-zone, may be regarded as alpine miogeosynclinal. A narrow zone of Kimmeridgian (Jurassic) geosynclinal is

localized to the north of flysch-zones. All other zones of the Great Caucasus have the features of plates. Four zones are discerned in the Mountain Crimea, only one of which may be regarded as alpine geosynclinal zone. An attempt is made to correlate the Crimean and the Caucasus units.

А.А.Волошин

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
ВНУТРЕННИХ И ВНЕШНИХ СОВЕТСКИХ КАРПАТ
И ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ РАЙОНА**

Особенности геологического строения Советских Карпат являются предметом длительной дискуссии. Основные расхождения во взглядах на проблему сводятся к различной трактовке преобладающей роли горизонтальных [11,13,24,25] или вертикальных [3,9,12,19] движений в формировании современной структуры района.

Геологические съемки Закарпатской геологической экспедиции треста Киевгеология в пределах ранее слабо изученного южного склона Советских Карпат дали обширный материал, позволяющий уточнить объемы и пространственные границы ряда структурно-фациальных единиц Внутренних Карпат, выявить иные, чем предполагалось, структурные их соотношения и на этой основе переосмыслить существующие представления об особенностях геологического строения района и механизма формирования его структуры.

Согласно новым данным, к Внутренним Карпатам относятся (с северо-востока на юго-запад): Поркулецкая и Раховская структурно-фациальные зоны, Мармаровский кристаллический массив (с подзонами: Южной - Бретила, Северной - Местакен, Переходной - Рарау + черного флиша и единицами Барнар, фундул Молдовой), Мармаровская зона утесов (с подзонами: Внешней - Веханской, Центральной - Угланской, Драговской и Полянской), Пенинская зона утесов и мезокайнозойские образования фундамента Закарпатского внутреннего прогиба*.

Внешние Карпаты представлены типично многооснаклинальными: Магурской, Дуклянской, Черногорской, Силезской, Субсилезской и Скибовой структурно-фациальными зонами.

* Здесь отражено мнение автора статьи. Обычно на Украинской территории к Внутренним Карпатам относят лишь структуры фундамента Закарпатского прогиба, Поркулецкую и Раховскую зоны причисляют к Внешним (Флишевым) Карпатам, а Мармаровский пояс и зону Пенинских утесов рассматривают как переходный элемент между Внешними и Внутренними Карпатами (Прим.ред.).

КАРПАТО-БАЛКАНСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
АССОЦИАЦИЯ

Материалы
XI Конгресса
Карпато-Балканской
геологической
ассоциации

Тектоника

КИЕВ, „НАУКОВА ДУМКА“ 1980