

4. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат.— М.: Недра, 1971.— 391 с.— (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 25).
5. Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат.— Киев: Изд-во АН УССР, 1964.— 183 с.
6. Гуржий Д. В. Некоторые особенности флиша Карпат // Геол. журн.— 1981.— Т. 41, № 3.— С. 49—58.
7. Гуржий Д. В. Некоторые вопросы осадконакопления на северной окраине Карпатского мелового бассейна // Литогенез и полезные ископаемые.— Киев: Наук. думка, 1986.— С. 57—66.
8. Даныш В. В., Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю. К истории развития флишевого трога Восточных Карпат в мелу // Материалы X конгресса КБГА. Секция 3. Тектоника.— Братислава, 1975.— С. 120—125.
9. Доленко Г. Н., Бойчевская Л. Т., Данилович Л. Г. и др. Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат.— Киев: Наук. думка, 1980.— 146 с.
10. Кариковский П. Докембрийский фундамент Карпат // Геол. журн.— 1977.— Т. 37, вып. 6.— С. 107—115.
11. Круглов С. С., Смирнов С. Е., Спитковская С. М. Геодинамика Карпат.— Киев: Наук. думка, 1985.— 136 с.
12. Кульчицкий Я. О. О краснопутищенском «утесе» юрских известняков в Буковинских Карпатах // Геология, гидрогеология и геохимия нефтегазоносных районов Украины.— М.: Гостехиздат, 1959.— С. 28—35. (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 2).
13. Литология и породы-коллекторы на больших глубинах в нефтегазоносных провинциях Украины / Отв. ред. Д. В. Гуржий.— Киев: Наук. думка, 1983.— 184 с.
14. Пилипчук А. С., Вуль М. А. Палеоцен-эоценовый флиш северного склона Украинских Карпат.— отложения древних морских глубоководных конусов выноса // Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров.— М.: Наука, 1981.— С. 34—41.
15. Субботин С. И. Глубинное строение Карпат.— Киев: Изд-во АН УССР, 1955.— 258 с.
16. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Альпийский средиземноморский пояс.— М.: Недра, 1984.— 344 с.
17. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР.— Киев: Наук. думка, 1972.— 176 с.

Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых  
АН УССР, Львов

Статья поступила  
05.08.86

УДК 551.24(477)

## Герциниды Крыма

Л. Г. Плахотный

На первых этапах изучения тектоники Крымского п-ова предполагалось, что между альпийским сооружением Горного Крыма и южным краем Восточно-Европейской платформы расположена область герценской складчатости, протягивающаяся в широтном направлении из Предкавказья через Азовское море в Равнинный Крым и далее в район Добруджи и Придунайской низменности. Эти представления отражены на тектонических схемах Г. Штилле [23], Н. С. Шатского [20], М. В. Муратова [12] и других исследователей. Наиболее полное развитие они получили в работах М. В. Муратова, который предполагал, что Тарханкутско-Новоселовское неогеновое поднятие является прямым отражением герцинского антиклинория, протягивающегося в район Добруджи [12]. За последние годы выяснилось, что в строении складчатого основания Равнинного Крыма участвуют не только герцинский, но также байкальский и киммерийский геосинклинальные складчатые комплексы. Наиболее развиты здесь под осадочным чехлом не палеозойские, а триас-юрские образования. Установлено, что геосинклинальное развитие Равнинного Крыма, как и Западного Предкавказья, завершилось в раннем мезозое. Поэтому многие исследователи считают Скифскую плиту эпикиммерийской. Вместе с тем новые геолого-геофизические данные показывают, что герценский тектонический комплекс в Крыму имеет большие мощности и играет важнейшую роль в его тектонике. Влияние герцинид сильно сказалось на структуре осадочного чехла и истории платформенного развития Крыма. Мета-

морфизованные породы герцинского тектонического комплекса установлены под меловыми и триас-юрскими отложениями в центральной и южной частях Равнинного Крыма. Они образуют под осадочным чехлом Виноградовский и Новожиловский выступы (участки Новоселовского и Симферопольского поднятий), имеющие преимущественно тектонические ограничения и представляющие собой остаточные массивы Зуйско-Новоселовского герцинского антиклинория, разобщенные наложенным на него узким Гвардейским триасовым грабеобразным прогибом, который отражен и в строении осадочного чехла.

На Новоселовском поднятии во вскрытых разрезах палеозоя выделяются две толщи пород, или формации [13, 14]. Нижняя из них (аспидная формация) сложена чередующимися прослоями темно-серых сланцеватых филлитовидных аргиллитов, углисто-слюдисто-карбонатных и графит-слюдисто-карбонатных сланцев (метаморфизованных углисто-глинистых пород) и сероцветных слюдисто-кварцевых и кварц-карбонатных сланцев (метаморфизованных песчаников и алевролитов). Плотность пород  $2,71 \text{ г/см}^3$ . Максимальная вскрытая мощность 1285 м (скважина Красновская 1, инт. 1960—3245 м). По находкам спор и пыльцы эта толща условно относится к нижнему карбону. Над нею залегают флишoidная толща тонкого ритмичного переслаивания серых известняков и кварцево-слюдисто-углистых сланцев. Для пород характерна полосчатая текстура, плоччатость, микроскладчатость, что создает впечатление более сильной их тектонической деформированности по сравнению с подстилающей черносланцевой толщей. В верхней части флишoidной формации скважиной Елизаветовской 2 (инт. 1705—1824 м) были вскрыты плотные ( $2,80—3,00 \text{ г/см}^3$ ) зеленокаменные породы — метаморфизованные диабазы и диабазовые порфиры. По мнению А. А. Савицкой, зеленокаменное изменение пород связано с гидротермальным и катакластическим метаморфизмом их в зоне разлома, который имеет здесь субширотное простирание и контролирует положение узкой складки в отложениях неогена. Сходные метаморфизованные диабазы были встречены также скважиной Новоселовской 3 (инт. 2207—2240 м) в нижней части флишoidной формации. По аналогии с литологически сходными и фаунистически охарактеризованными образованиями Западного Предкавказья, флишoidная толща относится к нижнему карбону (турне—визе). Мощность ее в центральной части Новоселовского поднятия составляет 600—800 м. Между флишoidной и аспидной формациями существует постепенный литологический переход о чем свидетельствует, по данным В. Г. Бондаренко, наличие в основании флишoidной толщи прослоев слюдисто-кварцевых сланцев, характерных для подстилающей аспидной формации.

В пределах Новожиловского выступа палеозойские отложения залегают на небольших глубинах (200—700 м) под пестроцветами титона и отложениями нижнего мела. Во вскрытых разрезах также выделяются две толщи. Нижняя черносланцевая толща сложена филлитовидными, кварцево-слюдистыми и кварц-карбонат-слюдистыми сланцами, а верхняя, зеленосланцевая, представлена зеленовато-серыми и зелеными сланцами эпидот-актинолитового, эпидот-хлоритового, тальк-хлоритового, альбит-хлоритового, тальк-хлорит-карбонатного состава. Вскрытая мощность черносланцевой толщи 100—300 м, и только у с. Мельничное скважина прошла по ним 1100 м. Максимальная вскрытая мощность зеленосланцевой толщи 260 м. Степень регионального метаморфизма пород невысокая. По сохранившимся реликтам первичных пород установлено, что сланцы обеих толщ образовались в результате метаморфизма осадочных отложений песчано-кремнисто-глинистого и глинисто-мергельно-известнякового состава соответственно. Породы залегают довольно круто. Преобладают углы падения 50—60°. Вблизи Северо-Битакского разлома, по которому Новожиловский выступ палеозойских пород граничит с Битакским юрским грабеом, наложенным на южную часть Зуйско-Новоселовского антиклинор-

рия, сильно проявился дислокационный и гидротермальный метаморфизм пород. Здесь глинистые сланцы превращены в графит-мусковитовые. Во всех разрезах породы милонитизированы и катаклазированы, а изотопный возраст сланцев (147 и 165 млн. лет) указывает на среднеюрское время наложенного метаморфизма пород. Дислокационный метаморфизм проявился также у северной тектонической границы выступа. Здесь скважина Гвардейская 6 вскрыла круто падающие (до 80—90°) темно-серые и стально-серые с шелковистым блеском графито-углисто-слюдистые и гидрослюдистые сланцы, в которых в инт. 726,2—746 м обнаружены стебли криноидей и отпечатки флоры [14], позволяющие датировать возраст черносланцевой толщи в пределах верхнего девона—нижнего карбона. Породы зеленосланцевой толщи имеют более ограниченное площадное развитие по сравнению с черносланцевой. Они встречены скважинами в узкой полосе северо-западного простирания шириной 2—4 км и длиной 9 км в центральной части Новожиловского выступа. В районе с. Дмитрово к ним приурочена интрузия диоритов. По внешнему облику и минеральному составу эти сланцы сходны с докембрийскими зелеными сланцами, вскрытыми в районе с. Нижнегорское и устья р. Салгир. Они характеризуются также более высокой плотностью (до 2,95 г/см<sup>3</sup> в скв. 96; среднее значение 2,78 г/см<sup>3</sup>) по сравнению с черными сланцами (среднее значение 2,69 г/см<sup>3</sup>). Все это давало основание считать зеленосланцевую толщу древнее черносланцевой. Предполагалось, что зеленые сланцы образуют выступ байкальского фундамента среди темноцветных сланцев среднего палеозоя [3, 13, 14]. Однако бурение новых скважин показало, что зеленосланцевая толща залегает на черносланцевой и связана с ней постепенным переходом, что установлено, по данным В. И. Иванова, в скв. 1, 10, 16, 29. Следовательно, зеленосланцевая толща не древнее нижнего карбона. По первичному вещественному составу осадочных отложений (глинисто-карбонатных), текстурным особенностям метаморфических сланцев (полосчатость, микроскладчатость, плоччатость) она сходна с флишовой терригенно-карбонатной толщей палеозоя Новоселовского поднятия и является, по-видимому, ее возрастным аналогом. Толщи зеленых сланцев присутствуют в разрезах среднего палеозоя также на Кавказе.

Примечательно, что отложения палеозоя на Симферопольском поднятии характеризуются, по данным Е. И. Черепановой, четко выраженной зональностью в расположении литологически однотипных разрезов. В наиболее возвышенной части поднятия под пестроцветами титона залегают зеленые сланцы. Зона их развития окаймляется подковообразно полосой развития черных сланцев преимущественно кварцево-слюдистого и кварц-карбонат-слюдистого состава. Во внешней полосе, протягивающейся вдоль западного и восточного склонов поднятия (севернее сел Живописное, Литвиненково и в районе сел Гвардейское, Мельничное), разрезы палеозоя сложены в основном глинистыми и филлитовидными сланцами. Такая зональность вещественного состава разрезов при установленном соотношении возраста зеленосланцевой и черносланцевой толщ обусловлена, очевидно, первичным синклинорным строением герцинского комплекса, чем и объясняется ограниченное площадное развитие зеленых сланцев. В самой южной части Новожиловского выступа зеленосланцевая толща отсутствует (скв. 1). Возможно, что в южном направлении нижекарбоновые отложения выклиниваются и на предмезозойскую эрозионную поверхность выходят более древние отложения палеозоя.

Таким образом, вскрытые на Новоселовском и Симферопольском поднятиях разрезы палеозоя сопоставимы между собой и по возрасту принадлежат к раннему карбону. Они относятся к главному геосинклинальному комплексу герцинид. Верхний возрастной предел его ограничивается возрастом карбоновых известняков, встречающихся во вторичном залегании в виде крупных глыб южнее Симферопольского поднятия, которые относятся уже к другому, более молодому текто-

ническому комплексу [13]. Наиболее древние из этих глыб относятся к верхам визе—намюру [11].

В пределах Новоселовского поднятия мощность вскрытой части палеозоя, в основании которой прослеживается преломляющий сейсмический горизонт, уменьшается от центральных районов поднятия к его периферическим частям. Так, если в районе сел Новоселовское и Каштановка она превышает 2 км, то у западного берега Крыма (южнее оз. Донузлав) она сокращается до 300 м (широтный профиль КМПВ IX), а у южных границ Новоселовского поднятия, на широте Евпатории, составляет 500—600 м (профиль КМПВ VII). Следовательно, Новоселовское поднятие соответствует центральной части среднепалеозойского геосинклинального прогиба. Это подтверждается также изменением вещественного состава терригенно-карбонатной формации. В центре Новоселовского поднятия она представлена преимущественно метаморфизованными карбонатными породами, а у восточных границ поднятия, в разрезе скважины Красновская 1, в составе ее наблюдается, по данным А. А. Савицыной, уже примерно равное соотношение карбонатных и глинистых пород, что свидетельствует о приближении к восточному краю формационного тела. Западнее евпаторийского побережья Крыма отложения среднего палеозоя, возможно, полностью выклиниваются. Судя по составу обломочного материала нижнемеловых песчаников в разрезах западного побережья Крыма [1], а также пермтриасовых терригенных пород, вскрытых на Крыловской площади севернее Евпатории, фундамент Каламитского поднятия сложен метаморфизованными песчаниками и алевролитами, кварцитами, кремнистыми породами, филлитами. На отдельных участках существовавшей западнее Крыма раннемеловой суши обнажались гранитоиды и предположительно рифейские кристаллические сланцы. Можно полагать, что в пределах Каламитского поднятия фундамент сложен в основном породами нижнего палеозоя, как и в зоне Мэчин в северной Добрудже [22].

В связи с открытием в восточной части Равнинного Крыма под осадочным чехлом полосы байкальского фундамента многие исследователи выделяют в Крыму две субширотные складчатые системы герцинид, разделенные приподнятым массивом байкалид. Северная из них охватывает большую часть Равнинного Крыма, протягиваясь на запад в сторону Добруджи, а на восток через северную часть Азовского моря в Предкавказье, где она смыкается с Невинномысской зоной герцинид. Эта складчатая система известна под различными названиями: Добруджинско-Тарханкутской [12], Тарханкутско-Невинномысской [2], Бориевксинской [8]. Положение и границы герцинского геосинклинального прогиба трактуются неоднозначно. Одни исследователи считают, что под Горным Крымом расположено западное продолжение герцинского геосинклинального прогиба Передового хребта Кавказа [21]. Другие полагают, что этот прогиб заканчивается под восточной частью Горного Крыма [2]. Согласно третьему варианту [13], под Горным Крымом продолжается Южно-Кавказский прогиб.

Анализ геофизических материалов КМПВ и ГСЗ с учетом характера геофизических полей позволяет выполнить палеотектоническую реконструкцию герцинского этапа развития Крыма (рис. 1).

Максимальные мощности герцинского главного геосинклинального комплекса (около 10 км), в строении которого участвуют, очевидно, отложения не только среднего, но и нижнего палеозоя, установлены по геотраверсу V Тарханкут—Керчь [19] в центре Новоселовского поднятия. В западном и юго-восточном направлениях по этому геотраверсу происходит уменьшение мощности герцинского комплекса. На субмеридиональном профиле КМПВ IX—I Армянск—Саки, где, в северной части его, по данным Н. И. Шадуры и Б. С. Никифорука, прослеживаются преломляющие границы с граничными скоростями 6,8 и 7,8 км/сек, приуроченные к кровле и подошве герцинского комплекса, мощность его увеличивается с севера на юг от 3 до 6 км

в сторону Новоселовского поднятия. На широтном профиле КМПВ I Межводное—Стрелковое (рис. 2) прослежены те же сейсмические границы на всем протяжении профиля. Максимальная мощность герцинского тектонического комплекса (5—6 км) отмечается в районе с. Первомайское. В западном направлении она постепенно уменьшается до 2—3 км вблизи с. Межводное, а к востоку уменьшение ее происходит более резко, особенно на участке сочленения Джанкойской

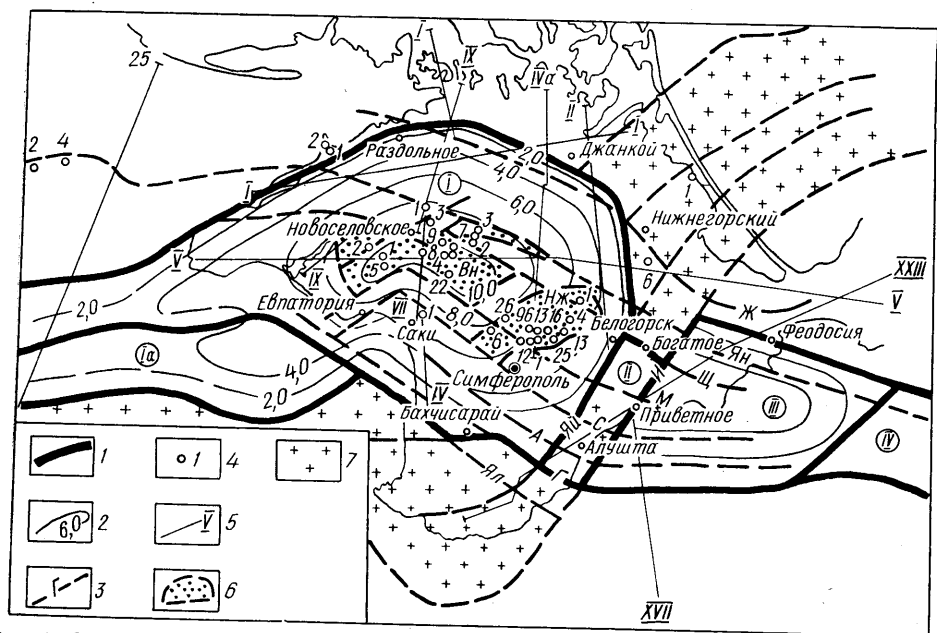


Рис. 1. Схема строения герцинского структурного этажа Крыма

1 — границы герцинской геосинклинали и ее отдельных зон (цифры в кружках): I — Центрально-Крымского прогиба, Ia — Каламитской зоны, II — Багатовской перемычки, III — Восточно-Крымского прогиба, IV — Южно-Керченской перемычки; 2 — линии равных мощностей отложенный главного герцинского геосинклинали комплекса, км; 3 — разломы: Ял — Ялтинский, Г — Гурзуфский, А — Алуштинский, С — Симферопольский, М — Молбайский, Ц — Щебетовский, Ян — Яншарский, Ж — Журавлевский, И — Индольский, Яй — Яйлинский; 4 — скважины, вскрывшие доверхнепалеозойские породы; 5 — профили КМПВ и ГСЗ; 6 — выступы среднепалеозойских метаморфических сланцев под осадочным чехлом; 7 — области распространения пород байкальского структурного этажа под верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями

антиклинальной складки с Крымским сводом. Резкое уменьшение мощности комплекса соответствует восточному палеоборту герцинского геосинклинали прогиба, совпадающему с восточной границей Крымского свода. В северной части профиля ГСЗ II Новоалексеевка — Джанкой—Белогорск также фиксируется, по данным Н. И. Шадуры, сейсмическая граница с граничными скоростями 6,2—6,6 км/сек, приуроченная к кровле герцинского комплекса, а ниже нее прослеживается граница [17], приуроченная к подошве этого же комплекса (поверхности байкальского фундамента). Мощность герцинского комплекса на этом профиле увеличивается к югу от Джанкой от 1 до 4 км, а далее сохраняется почти постоянной, что указывает на субмеридиональное простирание восточного борта прогиба на этом участке, параллельное линии профиля.

Как видно из палеотектонической реконструкции, герцинский геосинклинали прогиб имел простое симметричное строение и преимущественно северо-западную ориентировку, что соответствует представлениям А. Я. Краснощека, А. Г. Насада и А. И. Самсонова [10]. Ось прогиба протягивалась от с. Зуя в направлении с. Новоселовское, где она меняла простирание на субширотное. Северная граница герцинского прогиба проходила вдоль южного берега Каркинитского залива и по основанию Бакальской косы. Ограничением прогиба здесь служила субширотная зона поднятий довендского кристаллического

фундамента, вскрытого на Бакальской косе. Восточный борт герцинского геосинклинального прогиба проходил западнее г. Джанкой и п. г. т. Нижнегорский. Вдоль восточной границы прогиба наблюдается четко выраженное изменение простирания остаточных аномалий силы тяжести с северо-западного, свойственного герцинским складчатым структурам, на северо-восточное, характерное для байкальского тектонического плана. Западная граница герцинского прогиба может быть

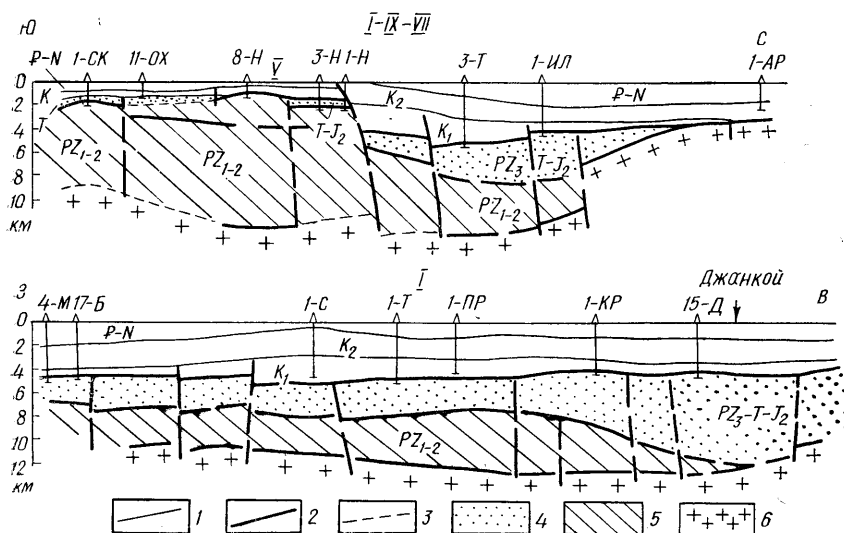


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы по профилям КМПВ Армянск-Саки (I—IX—VII) и Межводное—Стрелковое (I)

Границы: 1 — геологические, 2 — преломляющие и отражающие сейсмические; 3 — предполагаемые отложения; 4 — киммерийского структурного этажа, 5 — герцинского структурного этажа; 6 — допалеозойские породы

намечена предположительно с учетом характера остаточного гравитационного поля (рис. 3). Она проходила, вероятно, вдоль интенсивного гравитационного минимума северо-западного простирания, расположенного восточнее Ялтинского разлома, а западнее Крыма — возможно, вдоль южной границы Каламитского поднятия. В западной части Альминской впадины герцинский главный геосинклинальный комплекс выклинивается и здесь, судя по данным ГСЗ [19] и электроразведки, под верхнепалеозойскими и триас-юрскими отложениями на глубинах 5—6 км залегает байкальский фундамент.

В южном направлении намечается выклинивание среднепалеозойских образований, и в пределах северной части Горного Крыма (между Белогорском и Бахчисараем) располагалась, по-видимому, центриклинальная часть герцинского прогиба, ограничивавшаяся с юга поднятием байкальского фундамента, протягивавшимся под наиболее возвышенной частью Главной гряды современных Крымских гор.

К началу среднего карбона собственно геосинклинальный период развития Центрально-Крымского геосинклинального прогиба завершился общей его инверсией, складкообразованием и орогенезом. На месте внутренней части прогиба образовался Зуйско-Новоселовский антиклинорий. Герцинский орогенез проявился в Крыму в ослабленной форме [14] и не сопровождался заметным гранитоидным магматизмом. Складки герцинского тектонического комплекса отражены в остаточном гравитационном поле в виде линейных и кулисно расположенных аномалий силы тяжести. В центральной части Крыма прослеживаются три антиклинальные линии герцинид северо-западного простирания: Мельничная, Тарасовская и Сакская, которые отражены и в строении осадочного чехла. Западнее с. Новоселовское и на Тарханкутском п-ве простирание их меняется на субширотное.

С позднепалеозойским—раннетриасовым временем связано формирование в западной части герцинского антиклинория, севернее Евпатории, поперечного Крыловского грабена, выполненного пермскими красноцветными вулканитами и залегающей на них толщей зеленых брекчий и светло-серых кварцитовидных песчаников нижнего триаса мощностью около 2 км, а в северной и южной частях Крыма — заложение Тарханкутско-Березанского и Таврическо-Кавказского субширотных геосинклинальных прогибов, унаследованно развивавшихся в раннем мезозое.

Герцинские тектонические движения глыбового характера проявились также севернее геосинклинальной области, отразившись в наложенном метаморфизме пород в подвижных зонах крупных разломов.

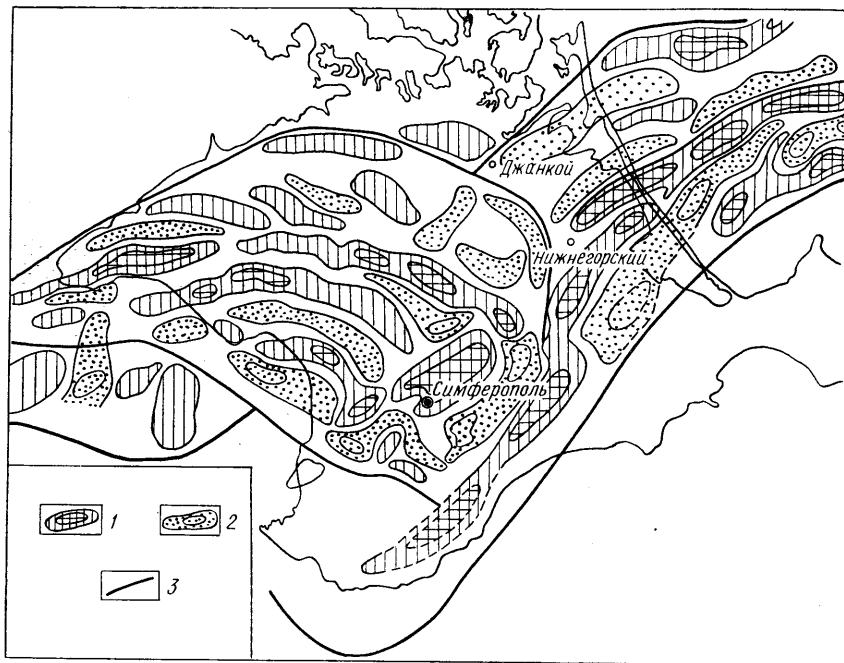


Рис. 3. Схема строения остаточного гравитационного поля

Аномалии: 1 — положительные, 2 — отрицательные; 3 — границы области герцинской складчатости и складчатой системы Байкалид, отличающихся различным простиранием остаточных гравитационных аномалий (по данным В. Е. Бураковского, А. И. Котляра, Г. Т. Комаровой)

В частности, определения изотопного возраста докембрийских кристаллических сланцев на поднятии Голицына [6] дали цифры их герцинского омоложения ( $368 \pm 10$ ) и ( $272 \pm 10$ ) млн. лет.

Таким образом, располагавшийся в центральной части Крыма герцинский геосинклинальный прогиб не протягивался к востоку через Азовское море в Предкавказье, как считалось раньше [2, 3, 8, 13, 14, 20, 21, 23]. Положение его соответствует современному Крымскому сводовому поднятию, выраженному в отложениях палеогена и неогена, которое включает Симферопольский выступ, Новоселовское и Тарханкутское неогеновые валлообразные поднятия и примыкает к горному сооружению Крыма в виде крупной поперечной структуры. Следовательно, предположение М. В. Муратова [12], что Тарханкутско-Новоселовское поднятие является платформенным отражением герцинского антиклинория, оказалось в принципе верным, так как контуры этого поднятия совпадают с границами области герцинской складчатости. Однако сформировавшийся на месте геосинклинального прогиба Зуйско-Новоселовский герцинский антиклинорий соответствует контурам не всего прогиба, а только центральной его части, испытавшей наибольшую инверсию и орогенез и сохранившей приподнятое положение вплоть до раннего мела, в то время как периферийные части области

герцинской складчатости были вовлечены в позднем палеозое—раннем мезозое в новые опускания в связи с возобновлением геосинклинального режима и сейчас погребены под мощными толщами отложений более молодого киммерийского геосинклинального комплекса, вскрытых, в частности, на Тарханкутском п-ове. На формировании же палеогенового и неогенового структурных планов сказалось влияние корней всего герцинского складчатого сооружения, выразившееся в строении осадочного чехла в виде крупного сводового поднятия.

Юго-восточным продолжением Новоселовского гравитационного максимума, соответствующего герцинскому складчатому сооружению [10], является гравитационный максимум в районе восточной части Горного Крыма, замыкающийся южнее Феодосии. Данные, полученные на профиле ГСЗ Севастополь—Керчь [18], дают основание полагать, что этот гравитационный максимум также связан с наличием под восточной частью Горного Крыма мощного герцинского комплекса пород, выполняющего геосинклинальный прогиб юго-восточного простирания. На этом профиле в районе с. Приветное установлен крупный разлом, вдоль которого происходит резкое изменение в пределах Горного Крыма строения земной коры. Судя по характеру магнитного поля, разлом имеет северо-восточное простирание и расположен на продолжении крупного Индольского разлома, который протягивается, по-видимому, из района с. Шубино вдоль восточного Тополевского поперечного прогиба в направлении края материковой отмели южнее Алушты, где уже давно предполагался глубинный разлом [4]. Положительное магнитное поле западной части Горного Крыма сменяется восточнее этого разлома обширным гравитационным минимумом [9]. Все это дает основание считать, что установленный глубинный разлом является границей разновозрастных метаморфических комплексов фундамента. Сейсмический горизонт  $K_1$ , относимый к поверхности докембрийского фундамента [18], переходит, вероятно, восточнее разлома на поверхность герцинского комплекса. В районе Феодосии на этом же профиле ГСЗ отмечается резкое уменьшение мощности верхней части толщи, заключенной между сейсмическими границами  $K_1$  и  $K_2$ , в сторону Керченского п-ова, которому соответствует гравитационная ступень северо-западного простирания. Эта ступень интерпретировалась В. С. Поповичем [15] как восточная граница мезозойского геосинклинального прогиба. Однако мощность киммерийского тектонического комплекса (толщи между горизонтами  $K_0$  и  $K_1$ ), по данным профиля ГСЗ, плавно возрастает в сторону Керченского п-ова [18]. Поэтому можно сделать вывод, что в районе Феодосии расположен северо-восточный борт не киммерийского, а среднепалеозойского прогиба, соединявшегося с геосинклинальным прогибом южного склона Кавказа. Между ними, судя по пережиму гравитационного поля, располагалась поперечная перемычка, связанная с поднятием докембрийского фундамента, существовавшим, по-видимому, на месте современного Керченско-Таманского межпериклинального прогиба. Южный борт Восточно-Крымского герцинского прогиба имел широтное простирание и проходил, вероятно, вдоль современного континентального склона. В позднеюрское время он был вовлечен в поднятия со стороны Черноморского срединного массива, и отложения его подвергались размыву, о чем свидетельствуют обломки кварцево-хлоритовых, серицитовых сланцев, которые встречаются, по данным Т. И. Добровольской [7], в верхнеюрских конгломератах восточной части Горного Крыма.

Таким образом, восточные границы горного сооружения Крыма в значительной мере предопределены контурами не киммерийского, а герцинского геосинклинального прогиба. Влияние погребенного под восточной частью Горного Крыма герцинского тектонического плана сказалось также на активизации многих крупных разломов вероятно герцинского заложения (Молбайского, Щебетовского, Янышарского и др.), имеющих юго-восточное простирание [5], не согласующееся с доминирующим субширотным простиранием мезозойских складчатых

структур восточной части мегантиклинория, но подчиненных господствующему северо-западному простиранию тектонического плана герцинид Крыма. Среди них особо выделяется мощная зона Янышарских дислокаций, приуроченная к прибортовой части герцинского палеопргиба. Установлены следы активизации ее в среднеюрское и четвертичное время [5]. С молодыми нарушениями этой зоны связана Феодосийская группа очагов землетрясений.

Судя по материалам широтного профиля ГСЗ [18] и гравиразведки, между Восточно-Крымским и Центральнo-Крымским герцинскими геосинклинальными прогибами располагалось поднятие байкальского фундамента, игравшее роль поперечной перемычки между ними, которую мы предлагаем называть Богатовской. Она представляла собой фрагмент антиклинального байкальского сооружения, протягивающегося от устья р. Салгир через район г. Белогорск и с. Богатое под наиболее возвышенной частью Крымских гор в сторону Гераклеийского п-ова. Это ныне глубоко погребенное поднятие фиксируется под Горным Крымом на профиле ГСЗ Новоалексеевка—Белогорск—Приветное [17], а также по данным магниторазведки в западной части Горного Крыма [9]. Поперечное поднятие существовало, по-видимому, также между Центральнo-Крымским и Добруджинским палеозойскими прогибами. Таким образом, герцинские геосинклинальные прогибы Крыма являются звеньями в единой протяженной Добруджинско-Крымско-Южно-Кавказской зоне палеозойских прогибов, которые отделялись друг от друга относительными поперечными поднятиями (перемычками).

#### Summary

Paleotectonic reconstruction of the Hercynian structures in the Crimea based on the geological-geophysical data has permitted distinguishing the Central- and East-Crimean Paleozoic troughs of the north-western strike divided by the Baikal foundation uplift of the north-eastern strike. Swells of the Middle Paleozoic rocks under the sedimentary cover are residual massifs of the Zuian-Novoselovian Hercynian anticlinorium. Hercynian geosynclinal troughs of the Crimea belong to the Crimean-South-Caucasian zone of the Paleozoic troughs which were separated from each other by transversal uplifts (commissures).

1. Апостолова М. Я., Богаец А. Т., Бойчук Г. В. и др. Об источниках терригенного материала неокомских и аптских отложений равнинного Крыма и Присивашья // Геология и геохимия горючих ископаемых.— Киев: Наук. думка, 1974.— Вып. 37.— С. 71—78.
2. Арбатов А. А., Каменецкий А. Е., Снегирева О. В. и др. Тектоника Крыма, Азовского моря и Западного Предкавказья в раннем мезозое // Сов. геология.— 1974.— № 5.— С. 88—96.
3. Богаец А. Т., Денега Б. И., Сафаров Э. И. Скифская плита // Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях.— М.: Недра, 1981.— С. 50—58.
4. Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Землетрясения // Геология СССР.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1947.— Ч. 1.— С. 381—387.
5. Борисенко Л. С., Тихоненков Э. П., Новик Н. Н., Чебаненко И. И. О структурной приуроченности эпицентров основных групп Крымских землетрясений // Геол. журн.— 1983.— Т. 43, вып. 6.— С. 64—69.
6. Демьянчук В. Г., Богаец А. Т., Бойчук Г. В. и др. Первые данные о возрасте пород складчатого основания северо-западной части Черного моря // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1977, № 12.— С. 1070—1072.
7. Добровольская Т. И. Мезозойские конгломераты восточной и центральной частей горного Крыма и их значение для палеогеографии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Львов, 1967.— 21 с.
8. Дубинский А. Я., Маценко Н. А. Добруджа и ее соотношение с герцинидами Крыма // Сов. геология.— 1981.— № 10.— С. 61—72.
9. Котляр А. И. Некоторые особенности глубинной тектоники Крыма (по материалам магниторазведки) // Геол. журн.— 1979.— Т. 39, вып. 3.— С. 105—110.
10. Краснощек А. Я., Насад А. Г., Самсонов В. И. Новые данные о геологическом строении северо-западной части Черноморского шельфа и проблемы поисков нефти и газа. // Там же.— С. 12—19.

11. Миклухо-Маклай А. Д. Глыбы и валуны каменноугольных и пермских известняков горного Крыма // Геология СССР.— М.: Недра, 1969.— Т. 8: Крым.— С. 70—74.
12. Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа // Сов. геология.— 1955.— № 48.— С. 60—80.
13. Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания равнинного Крыма // Геотектоника.— 1968.— № 4.— С. 54—69.
14. Павлюк М. І., Богаць О. Т. Тектоніка і формації Скіфської плити.— К.: Наук. думка, 1978.— 146 с.
15. Попович В. С. Структура мезозойского комплекса Керченского полуострова // Геотектоника.— 1974.— № 5.— С. 98—103.
16. Славин В. И., Чернов В. Г. Геологическое строение Битакской свиты (тоар—средняя юра) в Крыму // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1981.— № 7.— С. 24—34.
17. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др. Строение земной коры равнинного Крыма по геофизическим данным // Сов. геология.— 1964.— № 8.— С. 44—56.
18. Соллогуб В. В., Соллогуб Н. В. Строение земной коры Крымского полуострова // Там же.— 1977.— № 3.— С. 85—93.
19. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Соллогуб Н. В. и др. Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента средиземноморского пояса // Геофиз. журн.— 1983.— Т. 5, № 1.— С. 3—13.
20. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1946.— № 1. С. 5—62.
21. Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1972.— № 10.— С. 3—18.
22. Янович В., Джюшкэ Д., Мугтахак В. и др. Общий обзор геологии Добруджи. V конгресс Карпато-Балкан. геол. ассоц. Гидрогеол. экск.— Бухарест: Б. и., 1961.— 92 с.
23. Stille H. Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittelasien. L-s Deutsch. geol. Gesellsch.— 1929.— Bd. 81, H. 1—2.— 202 с.

ПГО «Крымморгеология»,  
Симферополь

Статья поступила  
04.08.86

УДК 552.31(477.75)

## Байосские вулканоструктуры Горного Крыма

В. И. Лебединский, И. В. Соловьев

Особенности геологии и вещественного состава байосских вулканитов Горного Крыма охарактеризованы достаточно детально [2—5]. Установлен ряд вулканических центров, особенности их строения и деятельности, однако типизация вулканоструктур, реконструкция процессов их образования и преобразования до сих пор не проведены. В настоящей статье делается попытка на основании изучения структурных особенностей разобренных вулканогенных разрезов Горного Крыма и некоторых особенностей вещественного состава провести такую типизацию. Как известно, вулканогенные образования байосского [4] возраста распространены в юго-западной (мыс Фиолент), восточной (Карадаг) частях Крымского п-ова, в пределах Предгорной гряды (реки Альма, Бодрак) и на Южном берегу Крыма. Структурная позиция вулканитов и важнейшие характеристики приведены в табл. 1, 2.

Вулканогенные образования мыса Фиолент характеризуются резким преобладанием лав основного и среднего состава, петрографически представленных спилитами, микродиабазовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, кератофирами. Они слагают потоки подушечного строения, реже зональные потоки с постепенным переходом от подушечного к глыбово-подушечному и массивному строению. Туфы встречаются редко (индекс эксплозивности 6). Нормально пластующаяся толща обладает выдержанными мощностями и элементами залегания.

Поверхности пахоэ—хоэ, ориентировка подушечных обособлений и характер распределения миндалиин позволяют разделить однородную толщу на ряд потоков. Последние связаны с мелкими центрами излияний, сгруппированными в цепочки субширотного простирания. В совре-