

В. Г. Гутерман, В. С. Заборовский, В. С. Заика-Новацкий

Тектонофизическое моделирование структур Горного Крыма

Тектонические структуры Горного Крыма моделируют, исходя из концепции гравитационного складкообразования. Рассматриваются некоторые особенности методики моделирования складчатых структур. Результаты моделирования не противоречат принятому тектоническому механизму.

Предварительные замечания

Условия формирования складчатых структур Горного Крыма, и не в последнюю очередь флишевых отложений, всегда привлекали внимание исследователей. Интенсивнейшие дислокации таврической серии, отложившейся в течение позднего триаса—ранней юры в геосинклинальном трого на месте современного Горного Крыма, объяснялись по-разному. Одним из наиболее вероятных объяснений следует признать то, которое подразумевает гравитационную природу деформаций крымского флиша. Предполагается, что при сползании по склону отдельных пачек отложений происходит их смятие, далее соскальзывают уже смятые в складки пакеты, в результате чего деформации становятся более интенсивными и сложными.

Не приходится сомневаться в том, что Горный Крым относится к числу геологически хорошо изученных регионов. Достаточно напомнить, что он закартирован в масштабе 1 : 25 000, чему способствовали, в частности, стратиграфо-палеонтологические исследования, ведущиеся многие десятилетия широким кругом специалистов [9]. Однако на таком, казалось бы, благополучном фоне особенно неприглядно выглядит геологическая карта таврической серии, что, впрочем, достаточно очевидно только узкому кругу «посвященных» стратиграфов и структурщиков. Весьма показателен и актуален в этом отношении вывод, сделанный более 30 лет тому назад: «Таврическая формация известна более полувека. Однако и поныне неизвестно, какова ее мощность. Где верх и где низ? Каков ее возраст?» [5]. В связи с такими вопросами кажется само собой разумеющимся мнение о том, что традиционный подход к изучению таврической серии как к привычному стратифицированному объекту, до сих пор единственно применявшийся, себя не оправдал. Следовательно, выход из тупика следует искать на нетрадиционных путях, предварительно осознав, что таврическая серия есть нестратифицированный комплекс [3].

Методологическая специфика изучения нестратифицированных комплексов заключается в том, что здесь как первостепенная задача выдвигается структурный анализ [4], итогом которого является построение структурно-возрастной шкалы, устанавливающей последовательность формирования синхронных парагенезов структурных элементов, по отношению к которой определяются все другие события (плутонические, вулканические, литолого-стратиграфические, метаморфо-метасоматические, минерагенические). Необходимой предпосылкой успеха структурного анализа является, в данном конкретном случае особенно, учет важнейших черт залегания и состава таврической серии: преимущественно глинистый (алевро-аргиллитовый) состав и соответствующие реологические свойства: большая мощность (свыше 5 км), особенно впечатляющая по сравнению с кроющими верхнеюрскими породами. Высокая в целом пластичность пород таврической серии, контрастный рельеф геосинклинального трого и кордильер, неравномерная литостатическая нагрузка и орогенные (киммерийские и альпийские) движения обусловили их перманентную деформацию со стадии седиментогенеза и до настоящего времени.

Пока нет структурной модели, которая учитывала бы все перечисленные факторы, суммарное воздействие которых создало наблюдаемую в обнажениях структурно-текстурную основу таврической серии. Вместе с тем роль одного из важнейших факторов — гравитационной тектоники — очевидна (гравитационное скольжение в виде югобережных оползней — наглядная картина истечения алевро-аргиллитов таврической серии из-под массивной кровли), а ее ведущее значение теоретически несомненно.

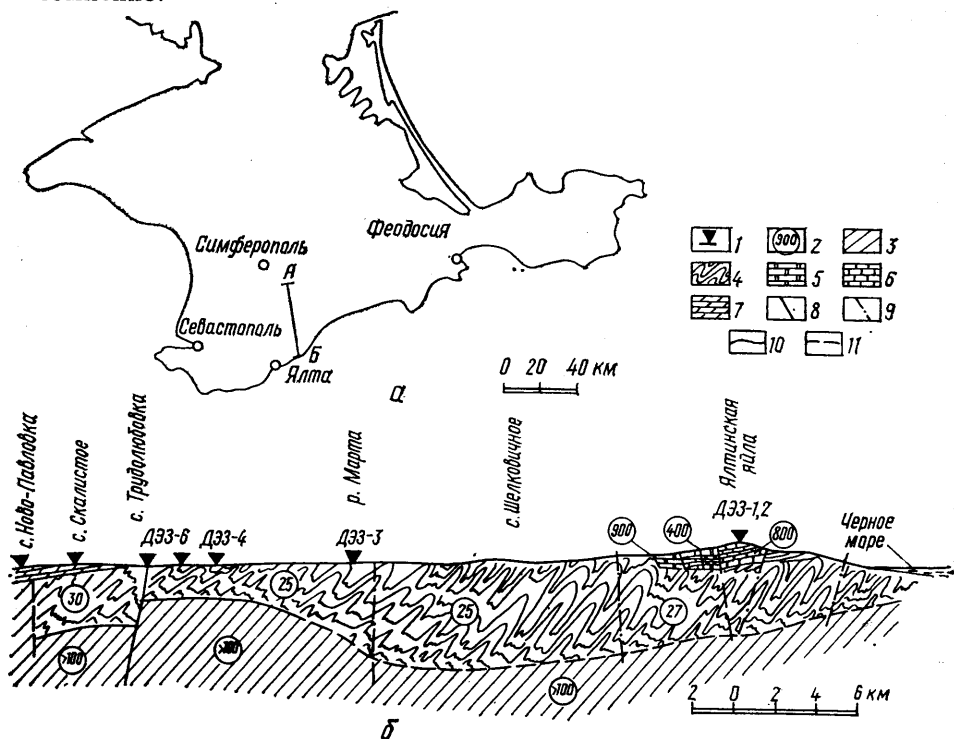


Рис. 1. Положение моделируемого разреза на схеме Крыма

a — схема Крымского п-ова (А—Б — профиль геоэлектрических зондирований); *b* — геоэлектрический разрез через Качинский антиклинорий юго-западной части Горного Крыма [10] (1 — центры двусторонних дипольных электрических зондирований, 2 — удельное электрическое сопротивление пород, Ом·м, 3 — палеозойские отложения, 4 — песчано-сланцевые породы таврической серии и средней юры, 5 — карбонатные отложения верхней юры, 6 — верхнеюрские отложения, 7 — меловые отложения; 8 — линии тектонических нарушений, 9 — предполагаемые линии тектонических нарушений, 10 — границы разных геоэлектрических горизонтов, 11 — предполагаемые границы)

В настоящей работе предпринимается попытка тектонофизического моделирования общего стиля складчатых структур, которые наблюдаются в реальном геологическом разрезе, проходящем через Качинский антиклинорий и оканчивающемся на берегу Черного моря северо-восточнее г. Алушта (рис. 1, *a*). Метод физического моделирования тектонических структур в настоящее время достиг весьма впечатляющих наглядных результатов. Поэтому попытка оценить роль гравитационной тектоники в формировании структуры Горного Крыма была предпринята именно с помощью этого метода. Задача детального воспроизведения реальных структур не ставилась по двум причинам. Во-первых, этого не позволил бы сделать мелкий масштаб модели (примерно 1 : 400 000), и, во-вторых, реальный разрез, подлежащий воспроизведению в модели, был довольно сильно генерализованным. Кроме того, для крупномасштабных построений, особенно глубокозалегающих горизонтов, просто нет фактических данных.

Методика моделирования

Подробно методика моделирования с использованием центрифугируемых моделей описана в работах [2, 8]. Мы лишь кратко изложим моменты, относящиеся к моделированию гравитационной тектоники сколь-

жения. Модель будет адекватно характеризовать природный объект и особенности его формирования и развития, если она качественно и количественно ему подобна. Качественное подобие означает прежде всего правильно выбранные начальное состояние объекта и способы его деформирования, силового воздействия.

Количественное подобие (с какой-то точностью, конечно) подразумевает равенство в модели и оригинале отношений разного рода сил к механическим параметрам, свойствам материала.

Например, если материалы и модели и оригинала — хрупкие вещества, то отношения, скажем, напряжений растяжения к пределу прочности на растяжение в оригинале и модели должны быть одинаковыми. В частности, это означает, что если в природном объекте материал разрушается при напряжении 100 МПа (1 кбар), а в модели возможно достичь лишь 10^5 Па, то максимальная прочность материала модели не должна превышать именно этого последнего значения. При гравитационном складкообразовании деформирующие напряжения в толще пород создаются силой тяжести, точнее, ее скатывающей составляющей. В центрифугируемых моделях сила тяжести заменена центробежной силой, также массовой по своей природе, но имеющей то несомненное преимущество, что ее величину можно варьировать в довольно широких пределах. Если, как это часто делается в геодинамике, рассматривать реальные горные породы как вязкие жидкости, то количественное (его еще называют динамическим) подобие удовлетворяется с использованием лишь одного соотношения, например «силы вязкости» с силой тяжести или «силы давления» с «силой вязкости». Реальные слоистые толщи характеризуются определенным пределом деформируемости, так как помимо мягких, вязких слоев они содержат и жесткие (нестекучие), деформирующиеся путем изгиба, сколов и т. д. Только после того, как напряжения в толще превысят этот предел (т. е. нарушится первоначальное состояние жестких слоев, они приобретут изгибы, в них появятся трещины), начнется ее деформация, определяющаяся в значительной мере течением материала мягких слоев. Таким образом, эту деформацию можно теперь рассматривать как квазивязкое течение. В вязкой среде напряжения и деформации связаны следующей зависимостью (одномерный случай):

$$\tau = \eta \dot{\epsilon} = \eta \epsilon / \Delta t. \quad (1)$$

Здесь τ — напряжение; ϵ — деформация; $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации; η — коэффициент вязкости; Δt — промежуток времени, за который происходит деформация ϵ .

При наличии предела деформируемости q начало квазивязкого течения как в модели, так и оригинале определяется условием:

$$\tau_o = q_o; \tau_m = q_m \text{ или } \tau_m/q_m = \tau_o/q_o = 1. \quad (2)$$

Индекс «о» относится к оригиналу, индекс «m» — к модели. В природе сползание толщи по склону начинается тогда, когда постепенно увеличивающийся угол наклона основания достигает значения, обеспечивающего необходимую скатывающую силу, а в модели удобнее этот угол фиксировать на какой-то разумной величине и постепенно увеличивать центробежное ускорение. По достижении предела деформируемости должны выполняться следующие равенства:

$$\epsilon_o = \frac{\tau_o \Delta t_o}{\eta_o} = \epsilon_m \frac{\tau_m \Delta t_m}{\eta_m}, \quad (3)$$

откуда следуют коэффициент подобия вязкости

$$C_\eta = \frac{\eta_m}{\eta_o} = \frac{\tau_m \Delta t_m}{\tau_o \Delta t_o}, \quad (4)$$

а также коэффициент подобия времени

$$C_t = \Delta t_m / \Delta t_o. \quad (5)$$

Последний еще выражается и так [1, 2]:

$$C_t = C_\eta / C_\rho C_l C_g, \quad (6)$$

где индексы « ρ », « l » и « g » относятся соответственно к плотности, линейному размеру и ускорению массовой силы.

Эффективная вязкость модельной толщи оценивалась по выражению (1), в которое вместо деформирующего напряжения подставляют предел деформируемости:

$$\eta_m = \frac{q_m \Delta t_m}{\varepsilon_m}. \quad (7)$$

Предел деформируемости слоистых толщ исследованных моделей составлял около 10^3 Па. Характерной для каждой фазы складчатости является деформация, равная $\varepsilon_m \simeq 0,1$. В данном случае она определена как относительное сокращение длины деформируемой части толщи: $\Delta l/l$. Длительность фазы складчатости (Δt_m) составляет примерно 1—10 с. Следовательно, $\eta_m = 10^4$ — 10^5 Па·с. Эффективная вязкость флишевых толщ, по оценке М. В. Гзовского [1], равна: $\eta_o \simeq 10^{47}$ Па·с. Следовательно, коэффициент подобия вязкости в нашем случае составляет: $C_\eta = 10^{12}$ — 10^{13} . Подставляя в равенство (6) легко определяемые значения других коэффициентов подобия ($C_\rho = 0,4$; $C_l \simeq 0,67 \cdot 10^5$; $C_g \simeq 300$), получим, что C_t примерно равно 10^{-9} — 10^{-10} . Из равенства (5) определяем

$$\Delta t_o \simeq 10^9 - 10^{11} \text{ с} \simeq 100 - 10\,000 \text{ лет.}$$

Величину Δt_o , укладываемую в эти порядки, получим, если воспользуемся равенством (7), заменив в нем индекс « m » на индекс « o » и подставив соответствующие численные значения для природных объектов.

Таким образом, выполненные оценки показывают, что отдельная фаза складчатости в геологическом смысле весьма кратковременна. Это не противоречит имеющимся геологическим данным. Палеонтологические материалы позволяют установить максимальную длительность фазы складчатости. Для Эллинид, например, она составляет 1—10 млн лет. Здесь полная деформация осадочных отложений произошла между поздним эоценом и ранним олигоценом [7]. Минимальную длительность одной фазы таким способом установить нельзя. Вполне вероятно, что она может быть много короче. Периоды относительного покоя между отдельными фазами могут быть значительно продолжительнее самих фаз, так что весь процесс складкообразования может растягиваться на миллионы лет. Для таврической серии Горного Крыма, к сожалению, определить даже максимальную длительность фаз складчатости невозможно из-за стратиграфической неопределимости редких находок ископаемой фауны и «стирания» несогласий текущей глиной.

Очевидно, что в создании общего стиля деформаций крупных толщ важную роль играют зоны тектонических нарушений. По своим механическим и деформационным свойствам они должны отличаться от ненарушенного массива. Однако количественная сторона такого отличия пока практически не изучена. Поэтому будет, вероятно, целесообразно исследовать, по крайней мере, два варианта моделей. В одном зоны тектонических нарушений будут заведомо жестче нетронутого массива, в другом — практически не отличаться от него по жесткости.

Моделирование конкретного разреза целесообразно проводить в такой последовательности. Вначале производится графическая (способом последовательного снятия мощностей) палеотектоническая реконструкция, «обратное развитие» разреза. Затем в прямой последовательности развитие рассматриваемого разреза воспроизводится в физической модели.

Результаты моделирования

Модель 1 представляет собой последовательно деформируемую слоистую толщу, наложенную на «фундамент» со встроенными жесткими лагунами пластинами — «разломами».

На первом этапе на плоский горизонтальный фундамент была наложена шестимиллиметровая толща, состоящая из 17 слоев модельных материалов (рис. 2, 1).

Второй этап характеризуется простым изгибом толщи в местах опускания фундамента без образования складок течения. Все 17 слоев изгибаются равномерно и одновременно, образуя прогиб с максимальным проседанием в средней части. Таким образом, возникают условия для гравитационного сползания в образовавшемся понижении слоев модели. Для ускорения этого процесса скорость вращения модели увеличивается до того момента, когда сползание становится заметным (1200 об/мин). На рис. 2, 3 виден результат сползания слоев с левого края модели к центру. Слои правого крыла прогиба, приподнятые меньше, остались недеформированными. Кроме того, в левой части модели заметно образование характерных конформных приразломных флексур (шесть нижних слоев).

На четвертом этапе в том же месте без изменения скорости вращения модели снова опускался фундамент. При этом продолжался рост приразломных флексур в уже деформированных слоях, но теперь деформация затронула и верхние этажи толщи. В результате мы получили прогиб с приподнятыми краями, т. е. снова подготовили условия для формирования гравитационной складчатости.

На пятом этапе вся левая половина модельной толщи, за исключением шести нижних слоев, подверглась деформации с формированием как двусторонней, так и односторонней коробчатой складчатости. Одновременно в правой половине модели проявились поблоковые проседания толщи по зонам «разломов», захватившие все структурные этажи.

Шестой этап характеризуется дальнейшими поблоковыми опусканиями в левой половине модели (при неизменной скорости вращения ротора центрифуги). В результате этого в центре модельной толщи, где опускание имело наибольшую амплитуду, произошло сползание ранее сформированных складчатых структур и залегающих ниже наслоений с образованием четко проявленных приразломных флексур на нижних этажах и крупных коробчатых синклиналей, осложненных мелкой синусоидальной и дисгармоничной складчатостью, — на залегающих выше. Приразломная складчатость в левой половине модели, сформированная на предыдущих этапах моделирования, оказалась стертой оползающими слоями, отложенными на двух последних этапах.

На этом моделирование складчатости, развивающейся во флишевых отложениях таврической серии, в основном завершается. На последующих этапах моделировались (согласно палеорекострукции) структуры средне- и верхнеюрского, а также мелового возраста.

На седьмом этапе поверхность складчатой толщи покрывается отложениями общей мощностью до 6 мм, которые при продолжающемся опускании блоков фундамента в средней части модели снимаются на восьмом и девятом этапах (рис. 2, 8, 9). В результате формируются крупные односторонне-коробчатые складки над поверхностью центрального прогиба. Складки левой части новонаслоенной толщи плохо идентифицируются вследствие взаимного размывания темных и светлых слоев при гравитационном оползании. Начиная с десятого этапа в результате крупных проседаний по «разломам» в толще модели образуются конформные коробчатые синклинали, причем те их крылья, которые находятся вблизи зон «разломов», сильнее вовлекаются в процесс опускания, заметно искажая при этом форму всей складки.

На девятом этапе над третьим справа «разломом» фундамента в «осадочной» толще появляется наклонный сброс, затрагивающий верхнюю пачку слоев. Над другими «разломами» в фундаменте развивает-

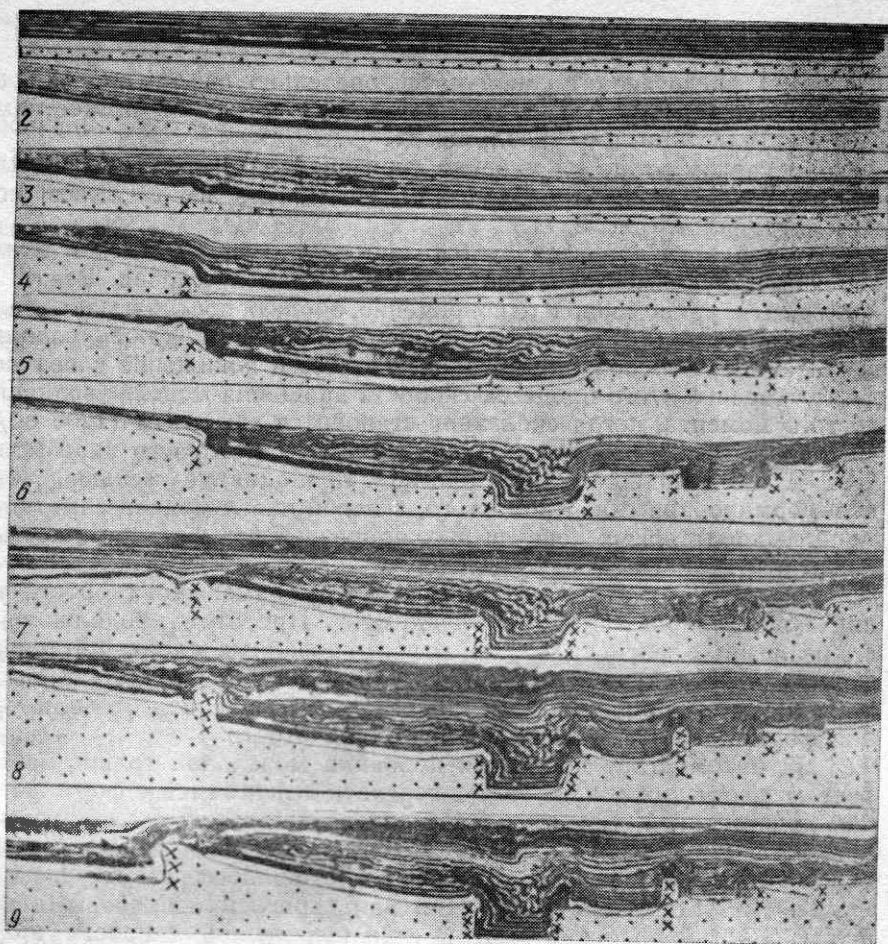


Рис. 2. Этапы развития модели 1

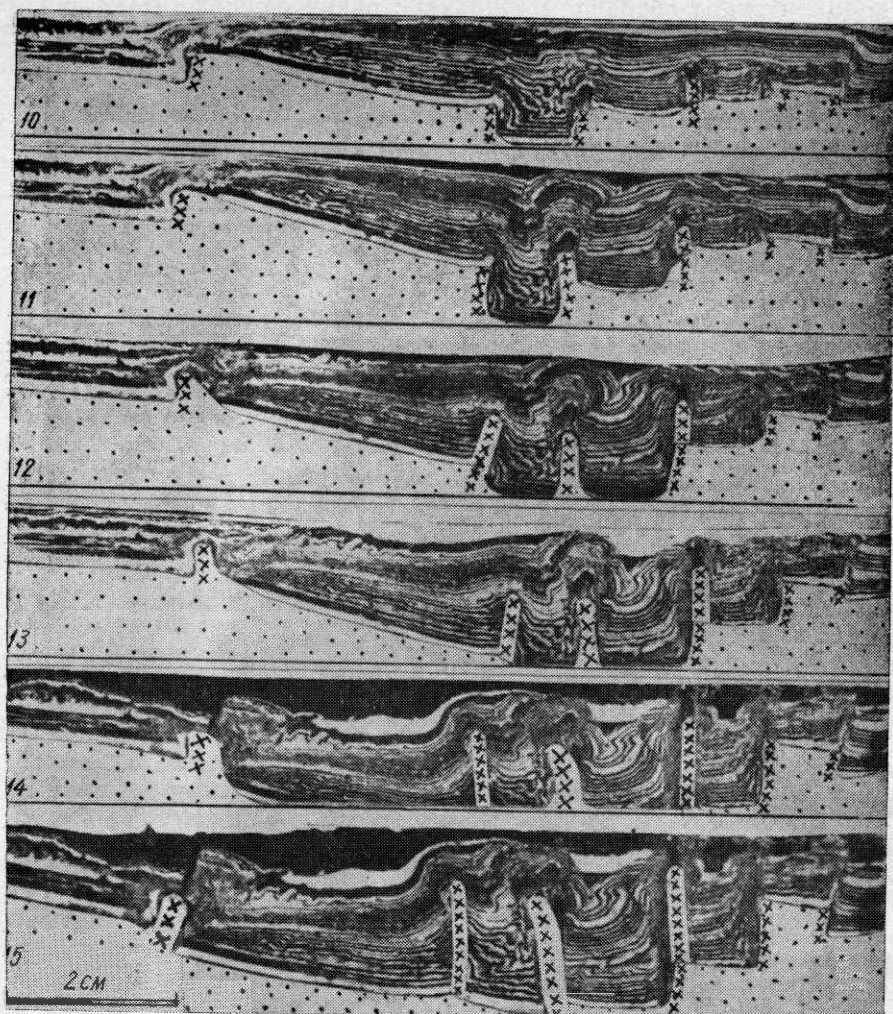
ся еще ряд сбросов, образующих характерную «ломтиковую» или «ступенчатую» форму. Нижняя пачка слоев, дислоцированных до восьмого этапа, на последующих стадиях моделирования претерпевает более глубокие деформации, особенно заметные в местах, где мощность новонаслоенного материала максимальна. В местах утонения слоев происходят разрывы, по которым еще пластичный модельный материал может проникать сквозь более жесткие слои. Подобный процесс мы наблюдаем в слоях, отложенных на двенадцатом, тринадцатом и особенно четырнадцатом этапах (рис. 2, 12—14).

Пятнадцатый этап моделирования показывает окончательное состояние модельной толщи.

В модели 2 зоны «разломов» были не жесткими, поэтому смещения по «разломам» практически не проявились.

Первый этап — начальное состояние модели (рис. 3, 1). Количество слоев — 20, общая мощность — 6 мм. На втором этапе при скорости вращения ротора центрифуги 1200 об/мин была отмечена начальная деформация слоев. Верхние слои сползли в понижение, сформировав шевронные складки, а средние деформировались в виде мелких внутрислойных поддвигов и надвигов, а также облегающих их синклиналей.

На третьем этапе было наложено еще 6 мм толщи. Новых деформаций отмечено не было. Заметные деформации появились после четвертого этапа при моделировании опускания в средней части модели. После двухминутного вращения со скоростью 1200 об/мин в модели была отмечена разноплановая дислокация слоев верхней пачки. В ней при гравитационном сползании возникли дисгармоничные неравномер-



но сжатые дислокации в виде крупной коробчатой и мелкой синусоидальной складчатости.

Пятый этап характеризуется продолжающимся опусканием фундамента преимущественно в средней части модели. Теперь уже в процесс складкообразования вовлекаются ранее незатронутые слои левой части модели. Под их давлением ранее дислоцированные пачки слоев сжимаются плотнее и смещаются к участку проседания (рис. 3, 5). На шестом этапе незначительное опускание фундамента следовало за наслоением еще 6 мм отложений.

На седьмом этапе снова моделируется опускание и последующее сползание слоев при центрифугировании модели. Увеличивается амплитуда проседания, сползающие слева слои «срезают» левые крылья ранее образованных широких синклиналей и формируют запрокинутые складки с вытянутыми острыми шарнирами, лежащие крылья которых незначительно деформированы. Заметное утолщение светлых слоев здесь вызвано перетеканием модельного вещества с крыльев складок к их шарнирам.

На восьмом этапе тыльная часть модельной толщи (на рис. 3, 8, слева) была приподнята на 6 мм. При этом наибольшие изменения картины деформации произошли в левой, тыльной части разреза. В торцевую часть модели слева вставлялся клин размером 55×6×43 мм. После этого с приподнятого блока «фундамента» стекали оставшиеся ранее незатронутыми слои левого края модельной толщи. Под их давлением выпрямлялось висячее крыло запрокинутой складки, ко-

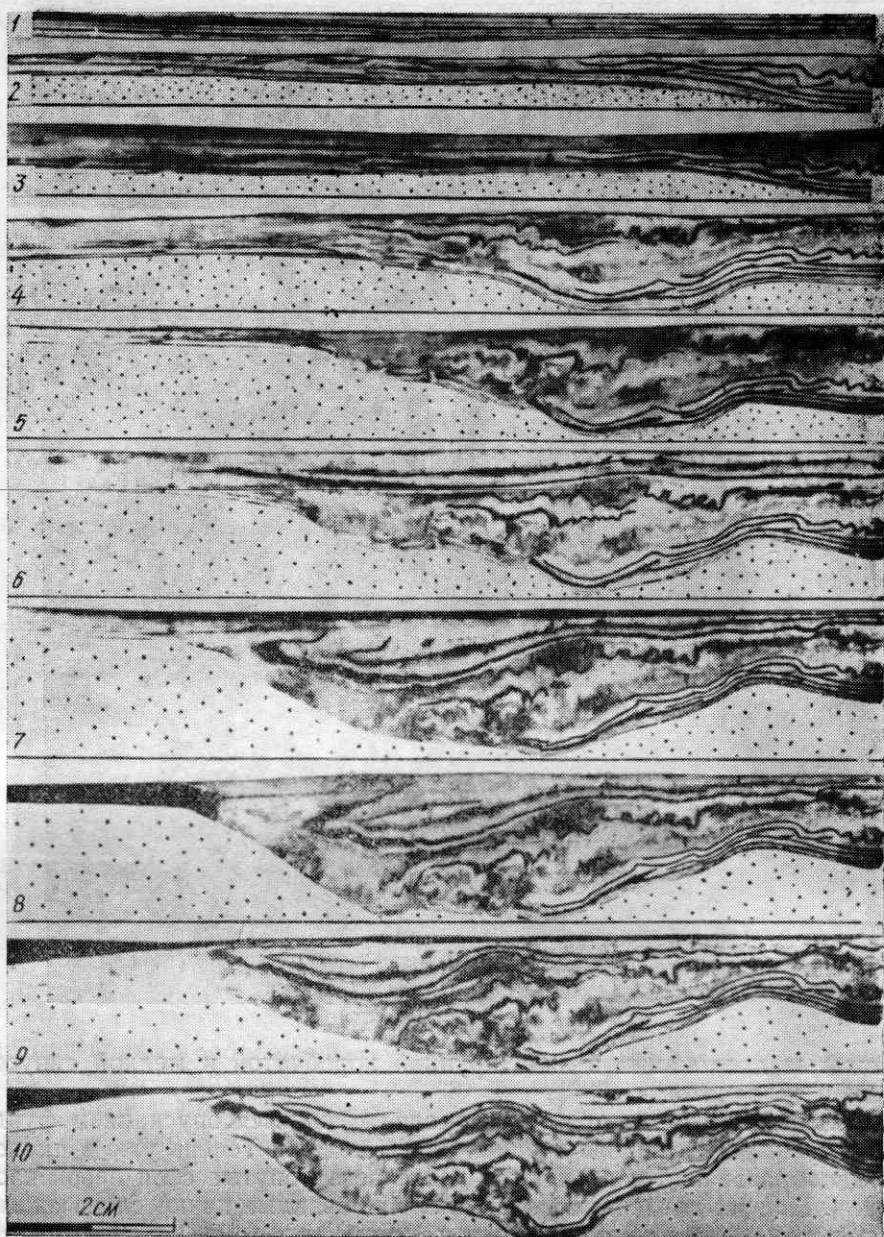


Рис. 3. Этапы развития модели 2

торое оставалось изогнутым после седьмого этапа. Восьмым этапом завершается моделирование дислокаций флишевых отложений таврической серии.

Согласно палеорекострукции и сценарию моделирования на девятом этапе проводилось опускание левого, тыльного края фундамента модели с одновременным наслаиванием отложений, покрывающих «флишевые». В результате образовавшееся проседание оказалось заполненным не только новыми слоями, но и сползшей сюда частью слоев, находившихся над висячими крыльями упомянутых запрокинутых складок, которые стали после этого более плотно сжатыми (рис. 3, 9). На последнем, десятом, этапе моделирования происходило небольшое опускание в центральной части модели и с ее правого торца с одновременным наслаиванием новых отложений. Ранее сформированные структуры при этом практически не деформировались. На рис. 3, 10, показывающем окончательную картину деформаций модели 2, в центре толщи (верх-

няя часть) хорошо видно полукруглое широкое поднятие, обрамленное пологими синклиналями. В его ядре, которое начиная с четвертого этапа постепенно уплотнялось, находятся наиболее деформированные участки модельной толщи. Дислокации первых трех этапов моделирования оказались как бы «захороненными» под более поздними осадками и структуру практически не изменяли, за исключением участка наибольшего опускания фундамента модели. Хорошо выраженные (визуально легко различимые) структуры в модели соответствуют пачкам флиша с мощными слоями песчаника или алевролита, а плохо различимые — бесструктурным алевро-аргиллитовым пачкам.

К сожалению, мелкие особенности природных структур, такие, как характерный для флиша будинаж слоев, кливаж и т. д., в подобных моделях воссоздать практически нереально из-за мелкого масштаба. Необходимо также отметить, что вертикальные движения по зонам «разломов» в четком соответствии с проведенной палеорекострукцией полностью смоделировать не удалось. И в модели 1, и в модели 2 величины предусмотренных смещений несколько искажались из-за недостаточной их подвижности, что сказалось на характере структур, образованных в модели «постфлишевыми» слоями, соответствующими верхнеюрским, меловым и палеогеновым отложениям.

Результаты проведенных экспериментов могут служить подтверждением сделанного ранее (и заложенного в качественную схему моделирования) предположения о гравитационной природе структур Горного Крыма. Целесообразно продолжить эксперимент подобного рода применительно к другим конкретным разрезам региона при дальнейшем совершенствовании методики и техники моделирования.

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики.— М.: Наука, 1975.— 536 с.
2. Гутерман В. Г. Механизм тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования).— Киев: Наук. думка, 1987.— 172 с.
3. Заика-Новацкий В. С. Нестратифицированные комплексы // Вестн. Киев. ун-та. Геология.— 1986.— № 5.— С. 80—85.
4. Заика-Новацкий В. С., Казаков А. Н. Структурный анализ и основы структурной геологии.— Киев: Вища шк., 1989.— 280 с.
5. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П. Литология и генезис таврической формации Крыма.— Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1961.— 271 с.
6. Методы моделирования в структурной геологии / Под ред. В. В. Белоусова, А. В. Вихерта.— М.: Недра, 1988.— 224 с.
7. Обузн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития.— М.: Мир, 1967.— 302 с.
8. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре: Пер. с англ.— М.: Недра, 1985.— 399 с.
9. Тесленко Ю. В., Астахова Т. В., Горак С. В. и др. О создании новых региональных стратиграфических схем юга Украины // Новые данные по стратиграфии и фауне фанерозоя Украины.— Киев: Наук. думка, 1982.— С. 146—150.
10. Хмелевской И. Н., Кузьмина В. С. Новые данные о палеозойском фундаменте Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Геология.— 1967.— № 1.— С. 119—122.
11. Чекунов А. В. Крым в системе разломов Черноморского региона // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1990.— № 3.— С. 20—24.

Ин-т геофизики АН Украины, Киев
Ин-т геохимии и физики минералов
АН Украины, Киев
Киев. ун-т, Киев

Статья поступила
29.07.92

Резюме

Тектонічні структури Гірського Криму моделюють, виходячи з концепції гравітаційного складкоутворення. Розглядаються деякі особливості методики моделювання складчастих структур. Результати моделювання не суперечать прийнятому тектонічному механізму.

Summary

Tectonic structures of the Mountain Crimea have been modelled according to the idea of gravitational gliding tectonics. Some details of fold structure modelling procedure are considered. The results of modelling do not contradict the accepted tectonic mechanism.