



Е. И. Паталаха, В. В. Гончар, В. И. Трегубенко

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СОВРЕМЕННЫЙ ОРОГЕНЕЗ ГОРНОГО КРЫМА: МЕХАНИЗМ ПРОЦЕССА

Для Гірського Криму властивий віялоподібний узор траєкторій напружень у поєднанні з домінуючим режимом розтягання в західній частині і стиснення – у східній. Це дозволяє передбачати модель обмеженої колізійної взаємодії Східно-Чорноморської мікроплити з окраїною Східно-Європейської платформи, наслідком якої є екструзія (витискання) на південь і більш виражений гравітаційний колапс Західного сегменту Гірського Криму.

In The Mountainous Crimea predominance regime extension to the western part and regime collision compression to the eastern part. It is marked fan similar of the field stresses. Regime extension is inquest of the regime collision compression. It is – extrusion of the tectonics.

Четыре фундаментальных слагаемых составляют основу геологических знаний: вещество (литология, петрология, геохимия и др.); время (стратиграфия, абсолютная геохронология и др.); архитектура (тектоника, геофизика, структурная геология и т. д.); динамика, геодинамика, тектонофизика, экспериментальная тектоника и пр.). Только гармоничное развитие всех слагаемых способно обеспечить такую важнейшую прикладную сферу геологии, как составление тектонических, металлогенических и прочих карт, карт прогноза и т. д. Если первые три направления развиты в значительной степени, то четвертое нуждается в углубленной разработке с применением самых современных подходов.

Синтез современных геологических знаний – цикл Вильсона (геосинклинально-складчатый, или просто тектонический, цикл в рамках старой доплитной геологии и океанический, или орогенный, в рамках новой) – своеобразный апофеоз актуализма тектоники плит применительно к решению важнейших задач теоретической и прикладной геологии. Цикл Вильсона по сути вобрал в себя основные позитивы завоеваний более чем вековой истории геосинклинальной концепции, наметив шесть общеизвестных этапов эволюции орогена по аналогии с современными геодинамическими обстановками. В последние годы, однако, изучение таких ороменов, как Кордильеры Северной Америки, плато Тибет, герциниды Западной Европы, Урала, а также Эгейского моря и прочих регионов, дало основание выделить еще один крайне существенный этап – гравитационный колапс ороменов (рис. 1). Обычно этот этап рассматривается как посторогенный, по сути он созвучный с традиционным тафрогенным (рифтогенным) в рамках геосинклинальной концепции. Геодинамический смысл его – нивелирование перепадов мощности литосферы по латерали: растяжение и утонение утолщенных секций и, наоборот, сжатие и утолщение утол-

ненных секций, связанное с процессом разогрева литосферы с помощью мантийного апвеллинга [11, 13]. Аналогичные преобразования земной коры происходят вследствие перетекания нижней коры в процессе формирования так называемых "комплексов метаморфических ядер" как результата высокотемпературного метаморфизма (при низком давлении), подплавления и мигматизации нижней коры с вытравлением крупных масс гранитоидных плутонов. Указанные процессы достаточно изучены в районе Северо-Американских Кордильер и особенно ярко они проявлены в Провинции Бассейнов и Хребтов [11]. За основу приняты растущие ядра метаморфических комплексов (нижняя кора), с которых сползают по весьма пологим поверхностям срыва шарьяжи, связанные, однако, не с традиционным сжатием, а с растяжением. Модель гравитационного колапса, нашедшая объяснение и седиментационным бассейнам, и, что особенно важно, процессам эксгумации, хорошо аргументирована, в частности, горизонтально залегающей фолацией (метаморфической полосчатостью) и ориентированной перпендикулярно к простиранию орогена метаморфической линейностью растяжения.

Доминировавшая ранее в геодинамических построениях элементарная модель сжатия коры вследствие коллизии плит и микроплит оказалась недостаточной для пояснения наблюдаемых закономерных черт строения орогенных поясов, прежде всего – структур растяжения. Однако в появившейся новой концепции гравитационного колапса стадия коллизии играет важную подготовительную роль – сжатие при коллизии рассматривается как основная предпосылка выведения коры из гравитационного равновесия и придания орогену запаса потенциальной энергии, необходимой для инициации гравитационного растекания [11, 13].

Столь же выразительный спутник орогенеза и коллизионного процесса – хорошо изученная в последнее время так называемая латеральная экструзия литосферных плит (escape), выталкиваемых в сторо-

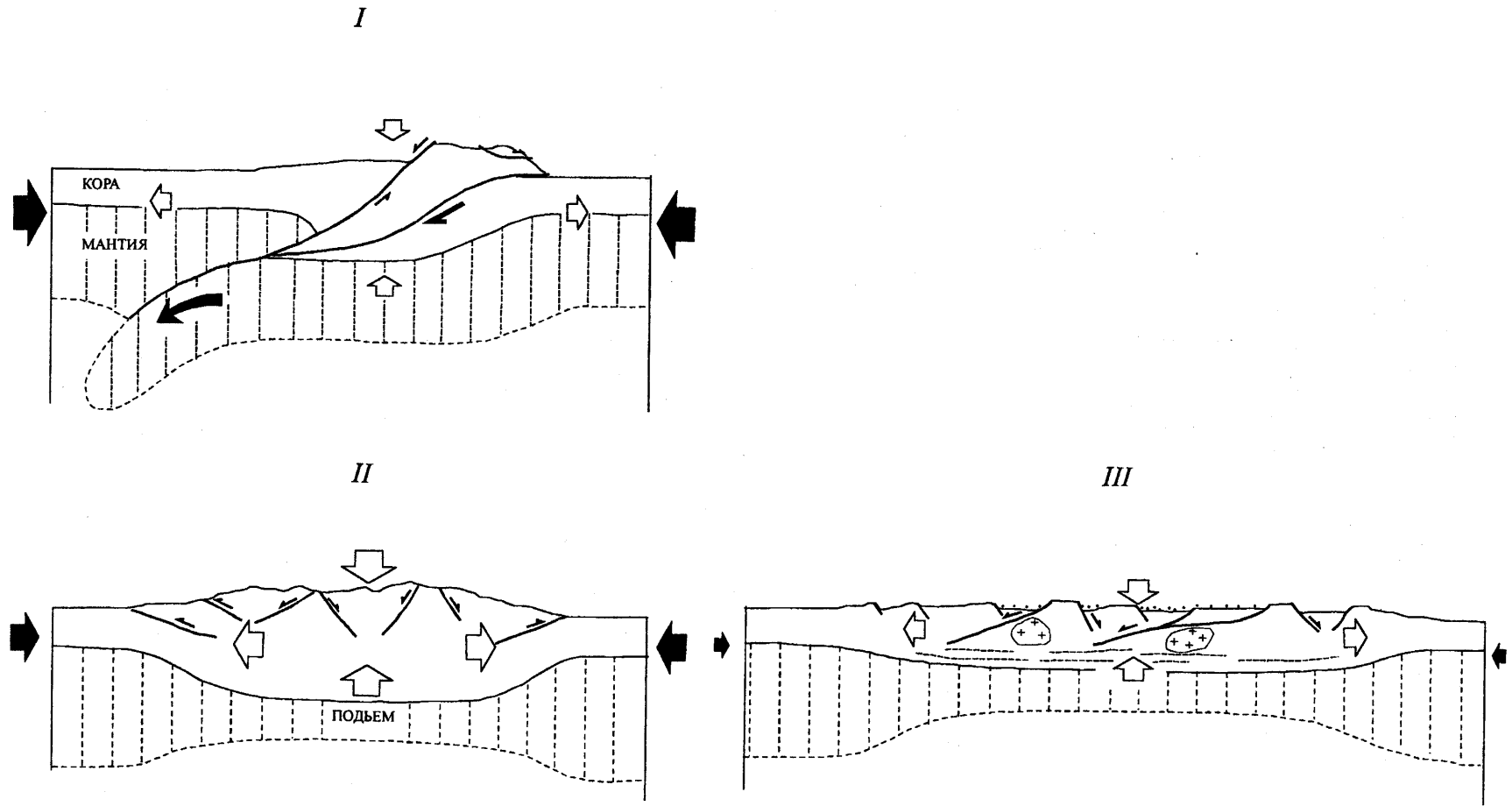


Рис. 1. Стадии эволюции орогена как следствие соотношения коллизионных (черные стрелки) и гравитационных (светлые стрелки) сил (по работе [11] с изменениями)

I – зарождение орогена вследствие коллизии; *II* – зрелый ороген, этап синорогенного растяжения; *III* – гравитационный коллапс орогена

ны (то есть выжимаемых) из состава альпийских коллизионных синтаксисов, таких как Индийский, Аравийский (рис. 2, А) и др. Экструдированные в стороны плиты, как правило, подвергаются растяжению примерно параллельно их вектору смещения (а пространственный рисунок траекторий максимальных сжимающих напряжений в целом образует характерный веерообразный узор [12]). Это приводит к расчленению плит системой горстов и грабенов и зачастую к опусканию поверхности плит ниже уровня моря. Именно так, как полагают, возникли, в частности, Эгейское и Южно-Китайское моря [10].

Взаимодействие обсуждаемых трех взаимосвязанных механизмов орогенеза – коллизии, латеральной экструзии и гравитационного коллапса – отражено и в деформационном процессе, развивающемся в пределах такой специфической области локального орогенеза, как Горный Крым.

Режимы деформирования, траектории максимальных горизонтальных напряжений и геодинамическая модель Горного Крыма

Горный Крым расположен на стыке Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Черноморской гетерогенной субокеанической плиты* [5 и др.]. Последняя является тектонически (вследствие подъема мантии) и кинематически активной, испытывая давление со стороны Аравийской платформы (рис. 1, А) [6, 9]. Поэтому вполне обоснованным представляется мнение [5, 9], согласно которому коровый деформационный процесс в Крымской зоне протекает по типу субдукционно-коллизионного взаимодействия двух указанных контрастных сегментов литосферы. Построение более детальной схемы такого взаимодействия, увязанной с особенностями строения Горного Крыма, наталкивается на серьезные трудности, обусловленные сложностью горнокрымской тектоники, допускаю-

* По сути это деградированная задуговым процессом, сильно утоненная изначально байкальская плита с субокеаническими окнами в центре Западной и Восточной впадин.

Рис. 2. Геодинамическая позиция и поле напряжений Горного Крыма

А. Схема геодинамики Восточного Средиземноморья.

Заштрихована область выраженного орогенического процесса в рамках Средиземноморского альпийского подвижного пояса. ЗЧМ и ВЧМ – соответственно Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская микроплиты. Прямоугольной рамкой обозначено положение исследуемой области.

1 – основные разломы – границы плит – соответственно: слева направо – сдвиги, взбросо-надвиги в областях коллизионного орогенеза, взбросо-надвиги в областях движения плит и микроплит (блоков); 3 – области выраженного растяжения.

Б. Схема реконструированных основных режимов деформирования и траекторий максимальных горизонтальных напряжений в пределах Горного Крыма с элементами геодинамической интерпретации.

1 – режим сжатия; 2 – режим растяжения; 3 – ориентировки траекторий максимальных горизонтальных напряжений (Sh_{\max}) в точках наблюдений; 4 – траектории максимальных горизонтальных напряжений (Sh_{\max}) регионального (слева, с подштриховкой) и локальных (справа) полей напряжений. Стрелками показаны движения блоков: черными – Восточно-Черноморской микроплиты (индентора), светлыми – экструзий Горного Крыма

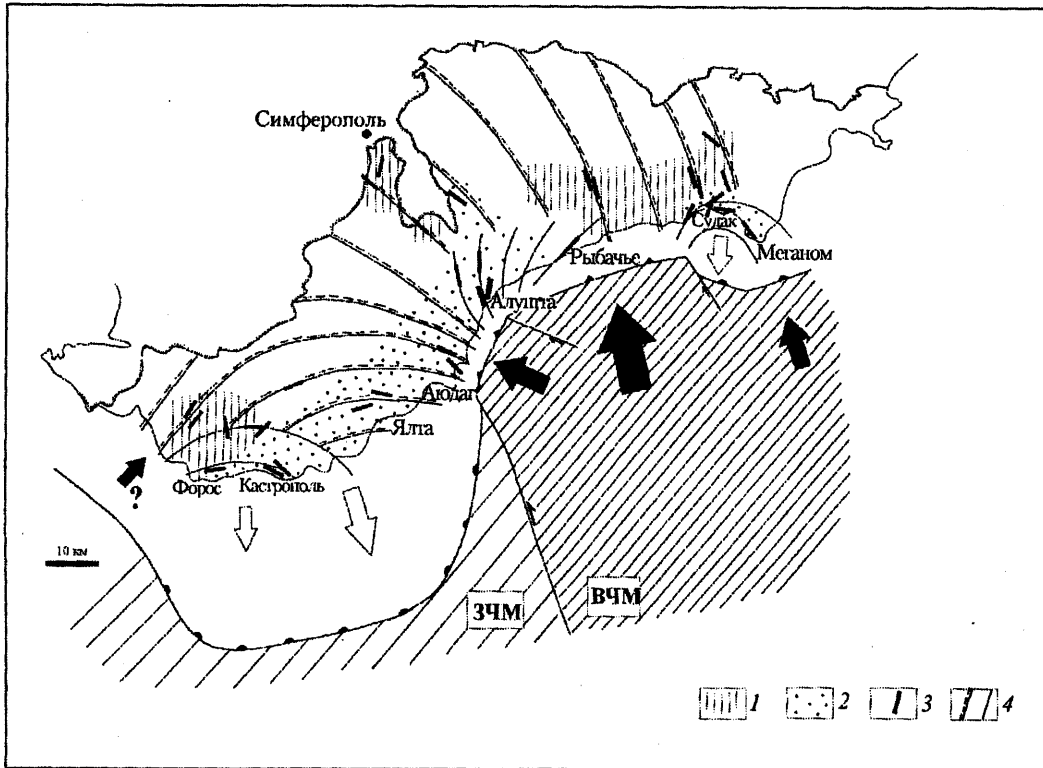
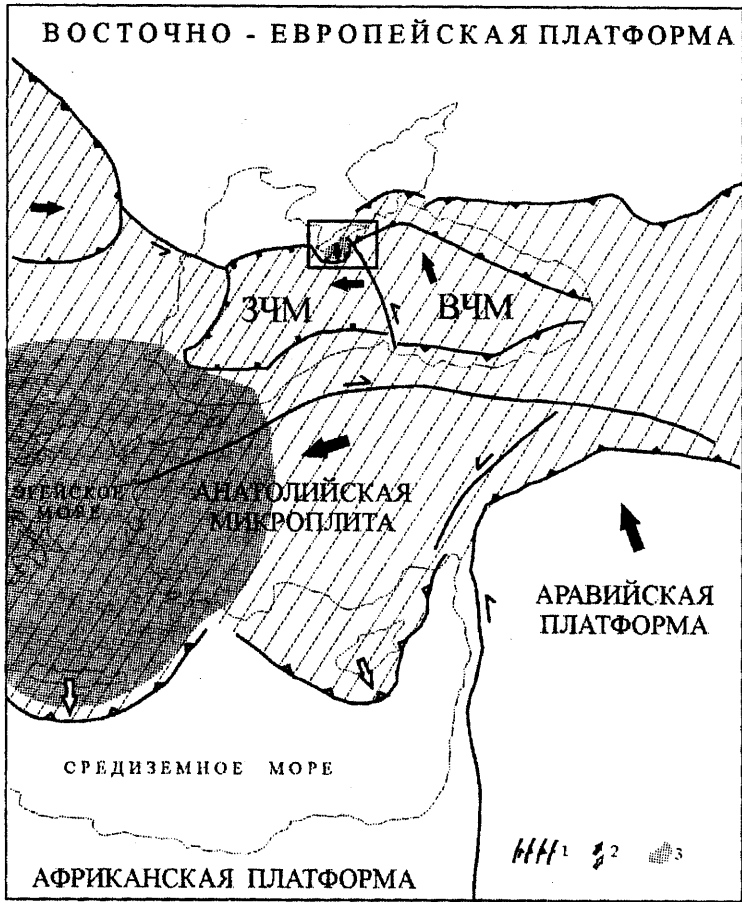
щей неоднозначное толкование в рамках традиционных подходов [2]. Более однозначные выводы следуют из анализа поля напряжений.

Проведенные исследования выявили четкие закономерности как в пространственном проявлении основных режимов деформирования, увязывающихся с тектоникой Горного Крыма, так и в рисунке траекторий напряжений, демонстрирующих специфические коллизионные веерообразные узоры.

Следует заметить, что в настоящей работе из-за острой дискуссионности тектоники Горного Крыма чисто условно используется традиционная в отношении структурного подразделения терминология М. В. Муратова и др. [3], недостаточно корректно, очевидно, отображающая реальность. Но замена “син-” и “антиклинорий” на безадресные “чешуи” и “покровы”, предпринятая некоторыми исследователями, вряд ли добавила ясности в тектоническую схему Горного Крыма.

Режим сжатия фиксируется в крайней юго-западной части Крыма, к северу от пгт Форос (рис. 2, Б), где доминируют северо-восточные – юго-западные и субмеридиональные ориентировки оси. С юго-востока этот домен ограничивается областью растяжения Главной гряды и Южного берега Крыма, а к востоку, судя по отдельным замерам, сменяется сдвиговым режимом. Сжатие в структуре пород выражено в основном хрупкими разломами, которые часто сопровождаются зонами автокластического меланжа (что говорит о близповерхностном характере деформации и кратковременности сжатия).

Горизонтальное сжатие в северных румбах восстанавливается в пределах Лозовской зоны смятия вблизи Симферополя. Здесь взбросовый режим привел к интенсивной деформации и формированию сложной складчато-чешуйчатой структуры в породах таврической серии. Южнее аналогичный взбросовый режим реконструируется на северном окончании горного массива Чатырдаг в известняках поздней юры. Возможно, эти проявления отображают единое поле сжатия в северо-западной части Горного Крыма.



Более обширные поля сжатия в Восточном Горном Крыму приурочены к субширотному Туакскому поднятию и его крыльям, где направление оси максимального сжатия ориентировано, как и следовало ожидать, нормально к простиранию линейных складчато-надвиговых структур.

Тектоника растяжения. Растяжением, как оказывается, охвачена почти вся зона Южного берега Крыма – от Фороса на западе до мыса Меганом на востоке. В глубь Горного Крыма режим растяжения заходит на различные интервалы: узкие на крайнем юго-западе и востоке и достаточно обширные в пределах Западного Крыма, где растяжение охватывает (с учетом структурно-геологических данных [2, 3]) всю Главную гряду на интервале от Фороса до Алушты – бывший Юго-Западный синклиниорий. В пределах последнего наиболее примечательной структурой, указывающей на преимущество растяжения, является выделенный в работе [3] так называемый Главный сброс. Северная граница распространения сбросового режима не определена и может захватывать также породы таврической серии в пределах Качинского поднятия. В Восточном Крыму локальной структурой, обязанной своим появлением режиму растяжения, является южная часть так называемого Судакского синклинория: от пгт Новый Свет до мыса Меганом. К северу от этих структур, в пределах Судака и далее фиксируется наложение растяжения и сжатия. Вероятно, растяжение в этих местах является более поздним этапом деформирования, и его влияние на структурный облик пород менее выражено.

На рис. 2, Б показано положение траекторий максимальных горизонтальных напряжений (Sh_{max}) Горного Крыма, полученное на основании интер- и экстраполяции ориентировок для отдельных обнажений. Можно говорить о вырисовывающемся существенном значении веерообразных рисунков траекторий напряжений. Причем выделяются региональный и локальные веерообразные узоры. Первый охватывает основную часть Горного Крыма и отмечает переход от преимущественно меридионального, север – северо-западного сжатия в Восточном Горном Крыму к субширотному и северо-восточному сжатию в Западном. Этот веерообразный переход наиболее значим в тектоническом отношении, так как отвечает региональной структурной трансформации Горного Крыма – изменению простирания пород от господствующего в Восточном Крыму субширотного до субмеридионального, северо-восточного и северо-западного в пределах Западного Горного Крыма. С ним связан выразительный разворот направлений растяжения Главной гряды Западного Горного Крыма.

Выделенные локальные веерообразные системы траекторий помогают объяснить некоторые местные отклонения в направлениях Sh_{max} , не согласующиеся с региональным узором. Намечаются три такие системы; все они приурочены к береговым зонам и прояв-

ленному там режиму растяжения: западная – от Фороса до Кастрополя, центральная – Алуштинская и восточная – Судакская (простирающаяся от пгт Новый Свет до мыса Меганом). Западная система наиболее фрагментарна, входит в соприкосновение с флангом регионального веера, близка к ней по направлениям и, возможно, представляет собой вариацию последней во времени. Частично “вплетается” в региональный узор также Алуштинский веер. Наиболее выраженной и обособленной по отношению к региональному полю является Судакская веерообразная система.

Веерообразный узор траекторий напряжений как таковой может быть объяснен пространственно ограниченным внедрением активного блока (индентора) в пассивную плиту, т. е. именно тем механизмом, который широко применяется в рамках коллизионной модели формирования орогенных складчатых поясов [10]. Инденторным взаимодействием объясняются характерные черты коллизии континентов: Индостана с Евразией, Аравии с окраиной Евразии (рис. 2, А), а также формирование орогена Западных Альп [12]. Реконструкции напряженного состояния в пределах указанных орогенов выявляют наличие веерообразных систем напряжений. Веерообразность траекторий предполагает вращательную конечную деформацию, сконцентрированную в обрамлении области внедрения индентора в пассивную плиту. К ней добавляется такой весьма характерный для коллизионных обстановок механизм, как боковая экструзия вещества и растяжение в областях, свободных от давления (“тенях давления” коллизии).

Ниже предлагается детальная схема инденторного взаимодействия Горного Крыма и Черноморской плиты, объясняющая такие особенности, как проявление условий растяжения в Западном и Восточном Горном Крыму, разворот структур Западного Горного Крыма и др.

В качестве источника инденторного влияния, по-видимому, следует рассматривать восточный фрагмент коры Черноморской впадины – Восточно-Черноморскую плиту,двигающуюся к северу под нажимом Аравийской плиты. В деталях взаимодействие переднего края Восточно-Черноморской плиты (по сути микроплиты) с корой ВЕП вместе со Скифской пристройкой, включающей Крым, определяется морфологией фронта плиты, скоростью и направлением движения ее отдельных блоков (рис. 2, Б). Наиболее выступающие к северу блоки,двигающиеся в северном направлении, будут действовать как локальные инденторы, относительно которых в “тенях давления” будет происходить экструзия и компенсирующее движение фрагментов коры ВЕП к югу, сопровождающееся их растяжением и вращением. Другими словами, локальный процесс на северной границе Черноморской плиты должен включать, в принципе, все те геомеханические элементы коллизионной тектоники, которые на настоящий момент хорошо

изучены на примере гораздо более крупных единиц земной литосферы в пределах Альпийско-Гималайского орогенного пояса [10].

Активным инденторным влиянием в нашем случае обладает часть Восточно-Черноморской микроплиты, субмеридиональная западная граница которой подходит к Крыму в районе Алушты. Западнее нее располагается, по-видимому, уже кинематически пассивная Западно-Черноморская микроплита либо та ее составляющая, для которой вектор смещения отклоняется от существенно меридионального к существенно западному. В любом случае характер взаимодействия коры ВЕП и Черноморской плиты в западной и восточной частях Горного Крыма должен быть различным. В восточной части – это субдукционно-коллизийный подвиг активной Восточно-Черноморской микроплиты под Крым, в западной (отделяемой субмеридиональным левосторонним сдвигом) – скорее всего происходит надвигание активной, растягивающейся экстрозивной зоны Западного Горного Крыма на Западно-Черноморскую микроплиту.

Таким образом, Западный Горный Крым с характерными для него структурными отличиями – выступ относительно Восточного Горного Крыма к югу, разворот структур приблизительно на 90° на меридиане Алушты и ярко выраженная в пределах Главной Гряды тектоника растяжения, а также, вероятно, гораздо меньший по размерам Судакский синклинорий в Восточном Горном Крыму – следует рассматривать как области уравнивающего по отношению к инденторному воздействию растяжения и выдвигания к югу фрагмента коры с возможным и характерным для этого процесса подъемом глубинных нижнекоровых масс. Здесь вероятно внедрение магматических нижнекоровых и мантийных диапиров (наличие последних в Западном Горном Крыму обосновывается данными геофизики [1]). При этом экстрозивные блоки приобретают определенную динамическую самостоятельность и активность, вследствие чего, двигаясь к югу, сами могут действовать на соседнюю с юга кору Черного моря как источники тектонической деформации. С ними, надо полагать, связана специфическая, сфокусированная у берегов Западного Горного Крыма и мыса Меганом сейсмическая активность [5].

Время начала взаимодействия коры Крыма и прилегающей с юга Черноморской плиты и сопровождающей его экстрозии можно оценить косвенно, исходя из глубинности заложения сбросов, соответствующих началу растяжения в западной части Горного Крыма [4]. Это время относится к этапу максимального погружения породного комплекса Главной гряды. Поэтому начальный отсчет экстрозии Западного Горного Крыма следует вести не позже как с раннего мела.

Обсуждение

Изучение Горного Крыма позволило вскрыть уже намечавшуюся по данным изучения Черного моря двухсегментную полярную композицию, а именно: для запада Горного Крыма оказалась присущей геодинамическая ситуация субмеридионального растяжения (по сбросовой схеме), тогда как для востока – субмеридионального сжатия (по взбросовой схеме) (рис. 3). Закономерности площадного развития поля напряжений в регионе с учетом специфики общей геологической ситуации, схемы пространственного развития Южно-Крымской сейсмофокальной зоны, а также специфики гравитационной и тепловой аномалий и резко утолщенной коры (на западе) позволили оценить Горнокрымский регион как сложнейший тектонический узел косоугольного взаимодействия трех плит: Восточно-Европейской на севере (со Скифской пристройкой), на плече которой покоится Горный Крым, с одной стороны, и Восточно-Черноморской и Западно-Черноморской микроплит на юге – с другой. Если учесть неперпендикулярное перемещение южных плит по отношению к фронту взаимодействия с северной ВЕП с отклонением к северо-западу, а также вращательный момент, присущий Западно-Черноморской микроплите, то можно увидеть, что подверженный максимальной деформации как сжатия, так и левостороннего сдвигания фронтальный полюсовый Горнокрымский блок ВЕП испытывает интенсивное откалывание под влиянием вращательного момента Западно-Черноморской микроплиты на западном фланге, что приводит к выталкиванию его на юго-запад в сторону расширяющейся субмеридионально указанной микроплиты (рис. 3, А). Ситуация напоминает “растекание” Эгейской плиты, выталкиваемой к западу из состава Аравийского синтаксиса. Заметим, что Западно-Черноморская микроплита является по сути продолжением к северу Эгейской.

Таким образом, выколотый вращательным моментом Западно-Черноморской микроплиты западный фланг Горного Крыма испытывает субмеридиональное растяжение, тогда как восточный фланг – сжатие той же ориентировки. Разительное отличие обоих флангов Горного Крыма отображает прежде всего столь же существенное различие кинематики Восточно-Черноморской и Западно-Черноморской микроплит.

Однако сложность положения Горного Крыма только этим не исчерпывается. Коллизия Черноморской (двойной) плиты и ВЕП, судя по всему, на всех этапах представляет собой довольно локальное квазиочаговое взаимодействие внутренне спаянной ВЕП (литосферной плиты) на севере и реологически более расслоенной Черноморской плиты на юге. Это сопровождалось принудительной (под влиянием трансферного коллизийного сжатия) и весьма ограниченной криптосубдукцией под ВЕП одной лито-

сферной мантии Черноморской плиты (континентальная субдукция) и соответствующим утолщением вследствие пластического перетекания нижней коры под Горным Крымом (рис. 3, Б). При этом восточный фланг Горного Крыма развивался по типу линейного невергентного орогена на востоке (оконтуренного с обеих сторон Сорокинским и Индоло-Кубанским краевыми прогибами соответственно) и моновергентного – на западе (с одним фронтальным Сорокинским краевым прогибом). Западный фланг Горного Крыма по крайней мере на последнем этапе эволюционировал по типу широкого изомерного в плане щитоподобного термокупола, развивающегося в направлении общего транспорта от более приподнятой плиты в сторону более опущенной с хорошо выраженными форландами с обеих сторон, практически лишенными краевых прогибов (за исключением дольно плоского Альминского на севере).

Специфика геодинамики в этих случаях состоит в более сосредоточенном сгужении материала нижней коры под восточным флангом Горного Крыма и более рассредоточенном – под западным флангом Горного Крыма. Отсюда – меньше контрасты во втором случае, напоминающие элементарное гравитационное растекание с севера на юг в соответствии с общим транспортом, и большие в первом: растекание здесь четко контролируется линейными краями ВЕП и Восточно-Черноморской микроплиты с обеих сторон, что и приводит к генерации более мощных, по-видимому, краевых прогибов в последнем случае. Стык восточного и западного флангов Горного Крыма приходится на Симферопольское поднятие, которое разъединяет Индоло-Кубанский и Альминский краевые прогибы, что само по себе весьма примечательно. Иными словами, есть основания думать, что западный фланг Горного Крыма с его резко утолщенной корой и интенсивной гравитационной аномалией подвержен в значительно большей степени гравитационному коллапсу, нежели восточный фланг Горного Крыма, что связано, несомненно, с существенно различным уровнем потенциальной энергии.

Коллизионный деформационный процесс влия-

ет как на распределение сейсмоочагов и специфику земной коры, так и на геологическую структуру орогена в целом, что позволяет предложить следующий сценарий. Орогенез начался, естественно, на завершающем этапе формирования раннекембрийского триас-юрского комплекса с максимумами интенсивности на позднеюрско-раннемеловом, олигоцен-миоценовом и четвертичном (современном) этапах. Именно эти этапы обозначены парагенетически связанными с орогенезом краевыми прогибами. Есть основания думать, что на предпозднеюрском этапе Горнокрымский ороген формировался как субширотная структура, а фиксируемый фрагмент Битакского краевого прогиба, отображающий северный фронт ее, пересекал даже Центральнокрымское поднятие, разъединившее на втором олигоцен-миоценовом этапе систему северо-фронтальных краевых прогибов – Альминского и Индоло-Кубанского. Это свидетельствует об эволюции самого геодинамического механизма коллизионного процесса при переходе от первого этапа ко второму. Южный фронт Горнокрымского орогена был, по-видимому, также обозначен на первом этапе неким гомологом Битакского краевого прогиба, погребенного теперь под олигоцен-миоценовыми осадками Сорокинского краевого прогиба второго этапа, обозначающего в реликтовой форме южный контур бывшего орогена. Мы склонны считать, что Сорокинский краевой прогиб не ограничивался восточным флангом Горного Крыма, а простирался далеко на запад, возможно, до соединения с Прогнозным краевым прогибом [8] и был существенно перекрыт аллохтоном западного фланга в ходе экструзивного процесса и гравитационного коллапса второго (?) и третьего этапов. Таким образом, максимум коллизионного деформационного процесса (экструзивная его компонента и гравитационный коллапс) мы относим ко второму и особенно третьему этапам.

Важнейший прогнозный на углеводород вывод нашего исследования – вероятное тектоническое перекрытие западного продолжения Сорокинского краевого прогиба на западном фланге Горного Крыма.

Итак, для внутренних зон орогенов чрезвычайно

Рис. 3. Модельные схемы, характеризующие геодинамический процесс формирования Горного Крыма

А. Горный Крым как тройное коллизионное столкновение плит: ВЕП со Скифской пристройкой, восточной и западной Черноморских плит, восточной и западной частей Горного Крыма, разграниченных Симферопольским левосторонним сдвигом. I–III – этапы процесса формирования.

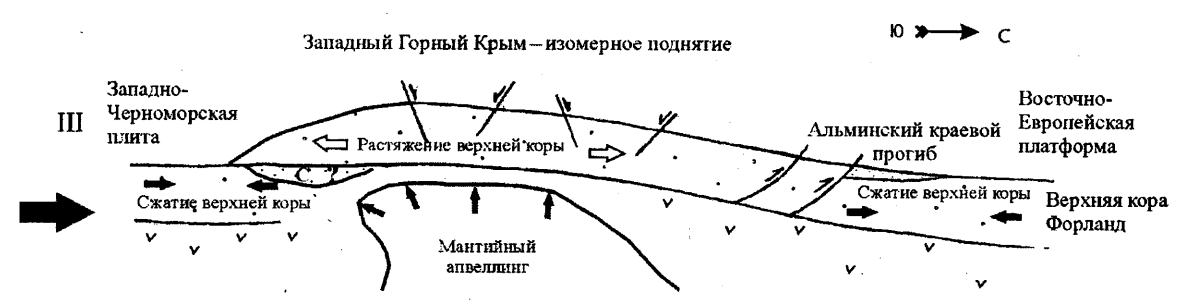
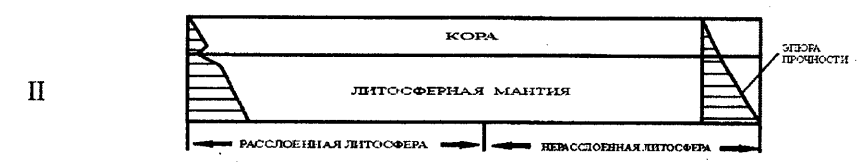
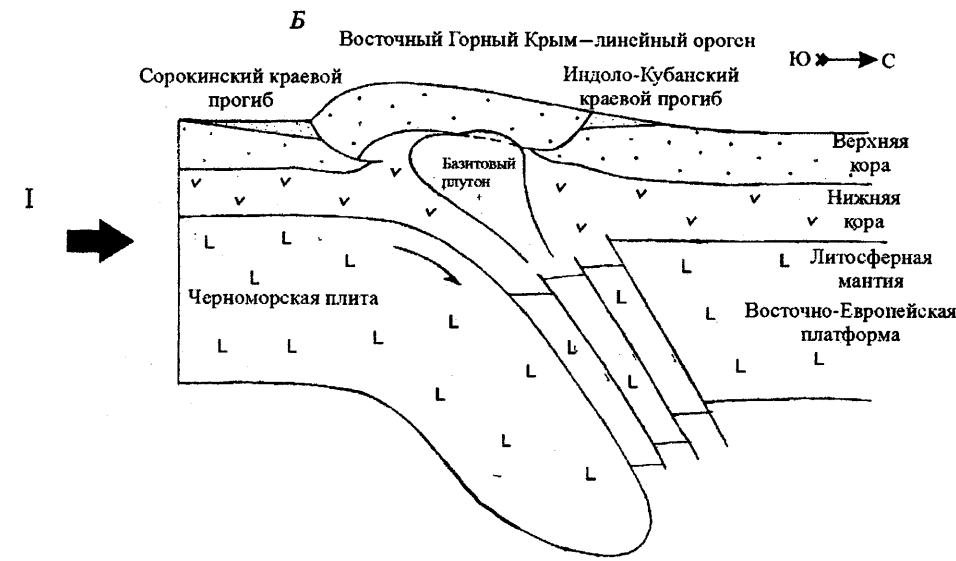
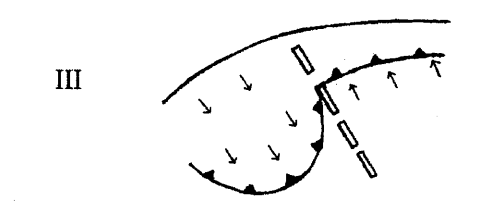
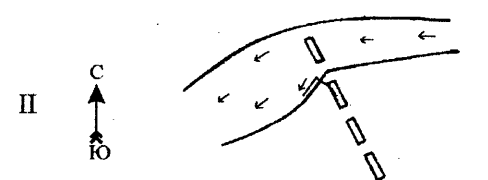
На I показана специфика кинематики плит. Отколота от ВЕП полосовая плита Горного Крыма расчленяется на две: Западный Горный Крым (ЗГК) испытывает левосторонний поворот и выталкивание к юго-западу, что стимулирует поперечное растяжение, тогда как Восточный Горный Крым (ВГК) остается на месте, испытывая поперечное сжатие.

На II отображено растекание пластичного вещества нижней коры из области сжатия ВГК в область растяжения ЗГК.

На III показана полярность поля тектонических напряжений ЗГК и ВГК.

Б. Модель Горного Крыма в поперечном сечении: Горный Крым как комбинация инденторного воздействия плиты ВЕП, расслаивающей Черноморскую плиту, которая испытывает континентальную криптосубдукцию.

На I – модель ВГК. На II – исходное состояние литосферы до орогенической деформации. На III – модель ЗГК



характерны условия гравитационного коллапса: растяжение, стимулированное растеканием утолщенной и подплавленной на границе с мантией коры, со всеми вытекающими отсюда структурными последствиями. Традиционно принято считать, что гравитационный коллапс типичен для посторогенного этапа эволюции. Однако сегодня есть все основания думать (Эгейский сегмент, Кордильеры и др.), что указанная геодинамическая обстановка не менее характерна и для собственно орогенного этапа эволюции. Пример тому – хорошо изученный теперь Горный Крым: гравитационный коллапс здесь выступает в роли важнейшего элемента крипто-субдукционно-коллизийного очагового процесса. Без учета гравитационного коллапса вряд ли можно объективно понять сам коллизийный процесс. Мы полагаем, что гравитационный коллапс может рассматриваться и как спутник собственно орогенеза, и как особый заключительный (седьмой) этап цикла Вильсона.

Возникает, однако, вопрос: каков же тот естественный предел, к которому стремится гравитационный коллапс как своеобразный процесс деградации орогенной коры (литосферы) путем релаксации ее градиентов? Вопрос этот, на наш взгляд, имеет два аспекта. Первый, традиционный, о детерминированном превращении коры орогена в платформенную (кратона). Это – точка зрения классической геологии, подкрепленная огромным фактажом знаний тектоники древних и молодых платформ. Именно по такой схеме, как принято считать, развивались испытывавшие посторогенный гравитационный коллапс байкалиды и герциниды, например Таримской и Западно-Сибирской плит, Западно-Европейского складчатого пояса и других регионов. Это и послужило в свое время основой для выделения молодых платформ как областей завершённой складчатости, или завершённого цикла развития (по Ю. М. Шейнману).

Альпийский Средиземноморский (Тетический) складчатый пояс специфичен незавершенностью развития: проходя все этапы цикла Вильсона, развитие его не заканчивается платформенной фазой стабильности, а наоборот, после орогенеза и гравитационного коллапса приобретает характер как бы регенерации нового тектонического цикла. Это проявляется в постепенной деградации и утонении (под влиянием новой порции мантийного апвеллинга) орогенной коры вследствие наложенного континентального рифтогенеза с последующим превращением ее в кору субкеанического типа. Последовательность нарастания этого процесса можно проиллюстрировать следующей тектонотипической серией: Паннонская депрессия – Эгейского море – Тирренское море – Черное море и Каспий (кроме Прикаспия).

1. Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Оровецкий Ю. П., Старостенко В. И. Геологическая природа Крымско-Кавказской гравитационной зоны // Геофиз. журнал. – 1998. – Т. 20. – С. 45–53.
2. Геодинамика Крымско-Черноморского региона: Сб. материалов конф. / Отв. ред. Б. Г. Пустовитенко. – Симферополь, 1997. – 150 с.
3. Геология СССР. Т. 8. Крым / Отв. ред. М. В. Муратов. – М.: Недра, 1969. – Ч. I: Геологическое описание. – 576 с.
4. Гончар В. В. Анализ условий разломообразования в породах Главной гряды Горного Крыма // Доп. НАН України. – 2002. – № 5. – С. 133–138.
5. Глушко В. В., Чекунов А. В., Дачев Х. и др. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Молодые платформы и альпийский складчатый пояс – Киев: Наук. думка, 1994. – 331 с.
6. Паталаха Е. И., Гончар В. В., Трофименко Г. Л. Своеобразие современного напряженного состояния и геодинамики Западной и Восточной котловин Черного моря // Геол. журн. – 1997. – № 3–4. – С. 145–151.
7. Паталаха Е. И., Гончар В. В. Растяжение земной коры западного фланга Горного Крыма – парадокс или закономерность? // Там же. – 1999. – № 4. – С. 81 – 88.
8. Паталаха Е. И., Трофименко Г. Л., Трегубенко В. И., Лебедь Н. И. Проблема краевых прогибов и прогноз углеводородов. – Киев, 2002. – 251 с.
9. Пустовитенко Б. Г., Борисенко Л. С., Тихоненков Э. П., Новик Н. Н. Некоторые особенности структуры и геодинамики Крыма в связи с прогнозом землетрясений // Современная геодинамика и прогноз землетрясений на Украине. – Киев: Наук. думка, 1985. – С. 6–13.
10. *Collision Tectonics* / Ed. Coward M., Ries A. – Melbourne, 1986. – 415 p.
11. Malavielle J. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt // *Tectonics*. – 1993. – Vol. 12, № 5. – P. 1115–1130.
12. *The World Stress Map Project* // *Geophys. Res.* – 1992. – Vol. 97, № B8. – P. 247–250.
13. Vanderhoeghe O., Teyssier C. Partial melting and flow of orogens // *Tectonophysics*. – 2001. – Vol. 342. – P. 451–472.

Отд-ние мор. геологии и осадоч.
рудообразования ННПМ НАН Украины,
Киев

Статья поступила
04.11.02