

УДК 551.243: 551.24.035

В. В. Гончар¹ В. И. Трегубенко², В. С. Токовенко³

РЕЖИМЫ ДЕФОРМИРОВАНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПЛИТ ЧЕРНОМОРСКО-КРЫМСКОЙ ОБЛАСТИ КОНВЕРГЕНЦИИ

Тектоническая обстановка в пределах прикрымской активной окраины Черного моря создается различием в кинематике Западно- и Восточно-Черноморской микроплит. Последняя, непосредственно воспринимая импульс движения Аравийской литосферной плиты, передает его на край Скифской плиты. Характер их взаимодействия соответствует начальной стадии конвергенции (микроколлизии), предполагающей взаимное расклинивание плит при сжатии и инициацию обдукции. Западный блок Горного Крыма обладает самостоятельной активностью вследствие предполагаемого мантийного апвеллинга, стимулирующего подъем и растяжение орогена и напоздание его на Западно-Черноморскую впадину.

Особенность современного деформационного развития коры Черного моря и прилегающей с севера активизированной окраины Восточно-Европейской плиты заключается в том, что процессы здесь происходят в пределах сложного тектонического узла, включающего ансамбль трех кинематически обособленных сегментов литосферы: субокеанических Восточно- и Западно-Черноморской микроплит и Горнокрымского орогена. Динамика этого региона, как показали выполненные исследования полей напряжений и численное моделирование [5, 15 – 17], несет в себе признаки локализованного коллизионно-экструзивного взаимодействия микроплит, что существенно дифференцирует существующие общие мобилистские представления о природе структур на сочленении Горного Крыма и Черноморской впадины [9, 11, 14, 22, 26, 28].

Проверка выдвинутой модели, как и вопросы ее прикладного использования, требуют привлечения новых материалов, характеризующих современный тектонический процесс. В предлагаемой работе обобщаются основные характеристики деформаций коры в Крымско-Черноморском регионе и результаты переинтерпретации глубинных разрезов вдоль профилей ГСЗ 17 и 18. Эти профили пересекают зону перехода Крым – Черное море в местах контакта континентальной окраины с Восточно- и Западно-Черноморской микроплитами, кинематика которых в условиях дальнего действия Евразийско-Аравийский коллизии должна различаться существенно [16, 18].

Поле напряжений и режимы деформирования Черноморского региона

Современное тектоническое развитие коры Черного моря как реликтового задугового субокеанического бассейна [10] логично рассматривать в

© В. В. Гончар¹ В. И. Трегубенко², В. С. Токовенко³

¹ Институт геофизики им. С. И. Субботина, НАНУ, Киев ² Украинский государственный геологоразведочный институт, Киев ³ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования ННМП, НАНУ, Киев

контексте процессов, протекающих в окружающих орогенических поясах [16, 18]. Наиболее мощным фактором активизации орогенеза на восточном и южном флангах Черноморской депрессии является давление Аравийской литосферной плиты [29, 16]. Юго-западный сектор Черного моря раскрывается в обширную область корового растяжения, включающую Западно-Анатолийскую плиту, которая испытывает экструзию в направлении Эгейского задугового спредингового бассейна (рис. 1, А). На западе основное влияние оказывает Карпатский орогенический пояс, связанный с давлением Паннонской плиты. Реконструкция современного поля напряжений в пределах данного коллажа геодинамических обстановок позволяет, спроецировав полученные результаты, дать прогноз напряженного состояния и в отношении впадин Черного моря.

В анализе использованы решения механизмов очагов коровых землетрясений Северо-Восточного Средиземноморья и замеры кинематики разломных смещений в пределах Горного Крыма, для обработки которых и реконструкции осей тензоров напряжений применялся метод вероятностных стереограмм напряженных состояний [16]. Получены следующие ориентировки главных осей напряжений по участкам в обрамлении Черноморского бассейна (рис. 1, А).

В пределах Мизийской плиты на границе с Карпатским орогеном и вблизи Балканид фиксируется поле напряжений с субширотной ориентировкой оси сжатия, имеющей горизонтальное положение. Ось растяжения меняет свое положение: от горизонтального на севере до вертикального в области перехода к Балканидам.

В юго-западной части региона, в пределах Эгейско – Западноанатолийской области обнаруживаются условия устойчивого растяжения в субмеридиональном – север-северо-восточном направлениях. Зона влияния Северо-Анатолийского разлома вблизи юго-западного побережья Черного моря демонстрирует уже горизонтальные положения осей сжатия и растяжения, ориентированных в северо-западном и северо-восточном направлениях соответственно, что отвечает сдвиговому режиму деформирования.

В пределах Восточноанатолийско – Кавказского сектора фиксируется субмеридиональное направление оси сжатия, при ее устойчивом горизонтальном или пологонаклонном положении. Ось растяжения изменяет последовательно свою ориентировку – от широтной в зоне Североанатолийского разлома (сдвиговый режим) до меридиональной на южном склоне Большого Кавказа.

Пользуясь экстраполяцией в область впадин Черного моря, получаем траектории горизонтальных напряжений регионального уровня. Последние создают веерообразный узор, фиксирующий разворот от субмеридионального сжатия на востоке к субширотному на западе. Веерообразное распределение траекторий напряжений является характерным признаком коллизионных обстановок и в нашем случае отображает коллизию Аравийской и Карпатской литосферных плит с окраиной Евразии [16].

Для впадин Черного моря на основании полученных траекторий напряжений и схемы активных разломов фундамента из работы [29] выполне-

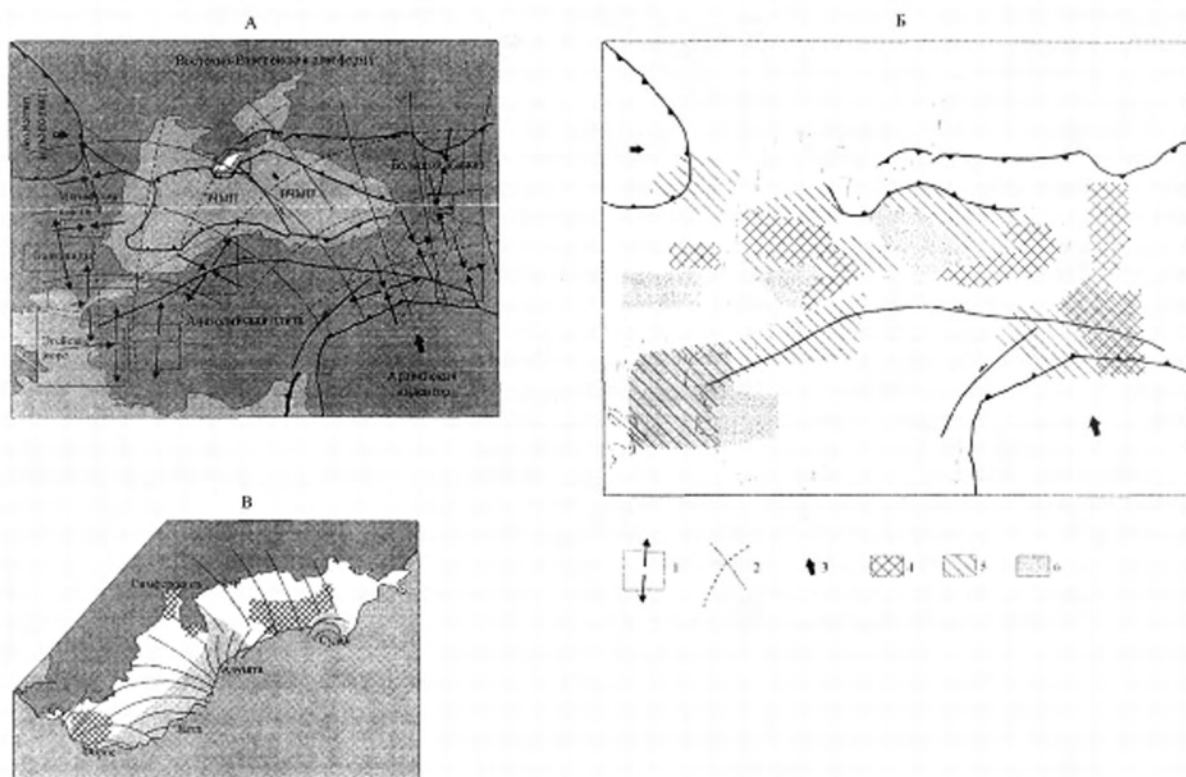


Рис. 1. Схемы реконструированного поля напряжений (А) и режимов деформирования Циркум-Черноморского региона (Б) и Горного Крыма (В) (по [5, 16] с изменениями).

1- границы участка и направление главных осей напряжений; 2- траектории максимальных (сплошная линия) и минимальных горизонтальных напряжений; 3- вектор движения плиты-индентора; 4-6: режимы деформирования: сжатия (4), сдвига (5) и растяжения (6).

но определение условий современного деформирования, для чего использовался критерий сдвиговой активности, учитывающий трение на разломе [16]. В результате область Черного моря разделена на домены с различными режимами деформирования (рис. 1, Б). Большая их часть на периферии является непосредственным продолжением режимов, действующих на суше в его обрамлении, – в основном это взбросовые поля, свидетельствующие о том, что Черноморская впадина по краям испытывает сжатие – прямое следствие происходящих коллизионных процессов. Однако обширная область в центральной части депрессии подвержена растяжению и сдвиговому деформированию, которые имеют, вероятно, самостоятельный характер, – районы Центрально-Черноморского вала (Андрусова) и вала Шатского, а также примыкающие к ним части глубоководных котловин. Это может быть связано с трансформацией поля напряжений внутри впадин, вызванной вариациями состава и мощности коры, влиянием астеносферной мантии, испытывающей подъем под Черным морем. Существенными в этой связи представляются результаты моделирования напряжений, являющихся следствием нарушений изостазии в Черноморском регионе [8], согласно которым обширная область внутри Черноморского бассейна подвержена растягивающим усилиям.

Траектории горизонтальных напряжений Западного Горного Крыма также создают серию веерных узоров (рис. 1, В). Основной из них образует

разворот траекторий от меридиональной ориентировки на востоке территории до субширотной в средней части (р-н Ялты) и на западе (Форос). Почти на всем протяжении прибрежной зоны и Главной гряды фиксируются условия растяжения. Режим растяжения пространственно ограничен взбросовым и, в меньшей степени, сдвиговым режимами деформирования на северо-восточном (Симферопольский участок) и юго-западном флангах Западного Горного Крыма. В западной части исследованной территории, на восток от Байдарской долины, намечается переход от взбросового режима к сдвиговому, а направление максимального сжатия довольно резко меняется от северо-восток – юго-западного к меридиональному и широтному, что характеризует смену динамической обстановки.

В Восточном Крыму характерной структурой, возникновение которой связано с растяжением, является южная часть Судакского синклиория: от пос. Новый Свет до п-ова Меганом.

Севернее, в пределах Судака и далее, фиксируется пространственное совмещение условий растяжения и сжатия. Растяжение здесь – подчиненный режим деформирования, и его влияние на структурный облик пород менее выражено. В восточной части п-ова Меганом и далее к востоку располагается область неоднородной деформации [5, 16], для расшифровки которой требуются дополнительные исследования.

Открытие веерообразного рисунка траекторий напряжений в Горном Крыму и условий растяжения преимущественно в его западной части позволяет обосновать модель ограниченного коллизивно-субдукционного взаимодействия микроплит Черноморского бассейна с Горнокрымским орогеном, в которой присутствует такой специфический элемент, как латеральная экструзия Западного Горного Крыма [5, 16]. Источником микроколлизии здесь, как предполагается, является инденторное влияние Восточно-Черноморской микроплиты, воспринимающей и передающей, в свою очередь, на край Скифской плиты давление Аравийской платформы (см. рис. 1, А).

Глубинная структура Черноморско-Крымской активной окраины вдоль профилей ГСЗ 17 и 18

Разрезы литосферы Черноморского региона, построенные по материалам ГСЗ в прошлые годы [9, 14], отображают лишь общие закономерности глубинного строения и не обладают достаточной детальностью для выявления особенностей тектоники зон перехода от субокеанических впадин к континентальным окраинам. Возможность дополнительного извлечения данных о глубинной структуре на базе профильных годографов МПВ с использованием инверсии специальных полей времен ранее была показана в работах [19, 12]. На их основе была выполнена томографическая переинтерпретация (уточнение скоростных разрезов) профилей ГСЗ 17 и 18, которые характеризуют соответственно восточную и западную части зоны перехода Крым – Черное море (рис. 2, В). Методические приемы описаны в наших предыдущих публикациях [16, 17].

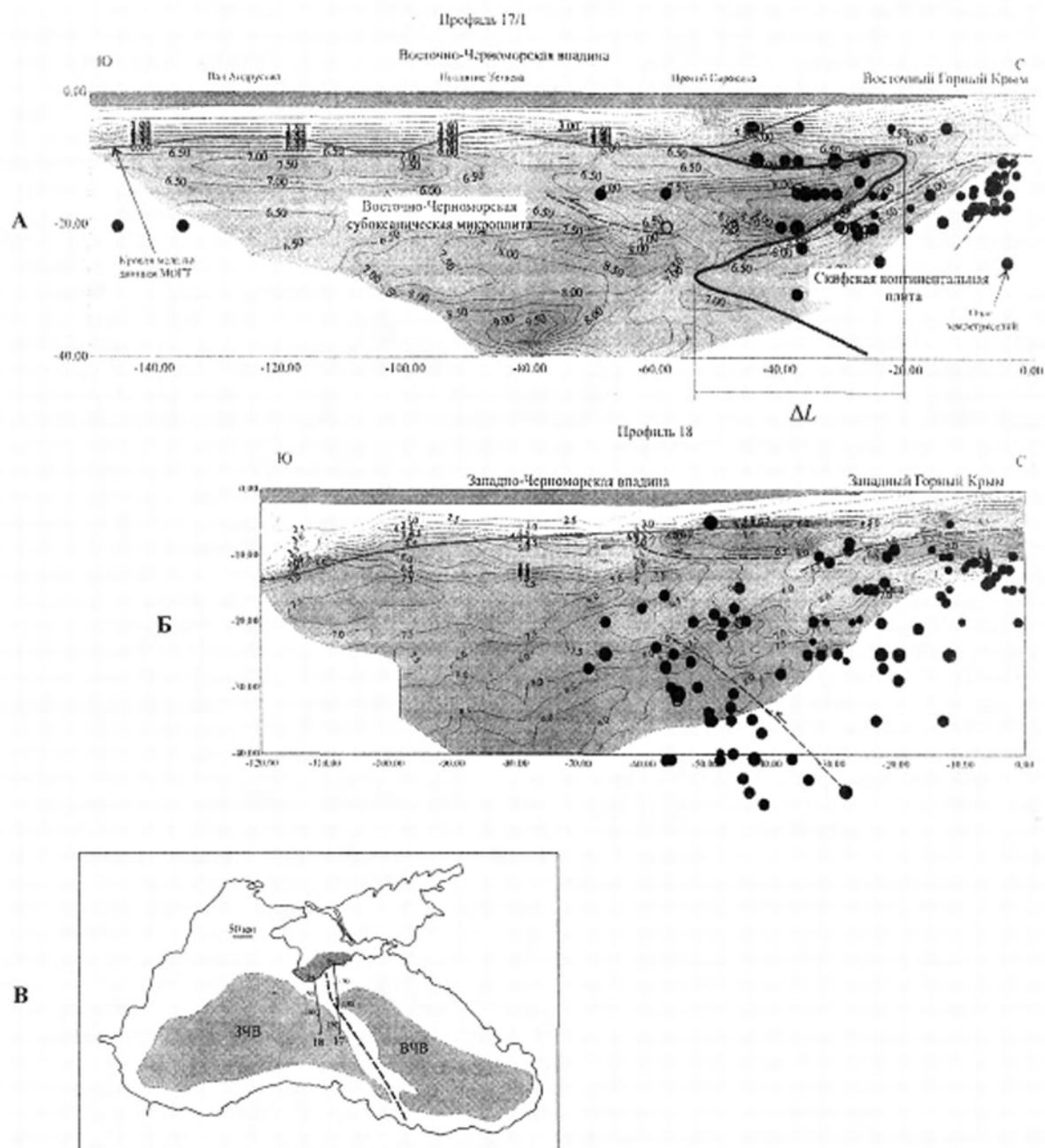


Рис. 2. Скоростные разрезы вдоль профилей ГСЗ 17 (А) и 18 (Б), построенные на основе методики томографической интерпретации профильных наблюдений МПВ [19, 12, 17], с элементами тектонической интерпретации.

Подшва чехла показана по данным МОГТ [14]. Черными кружками обозначены гипоцентры очагов землетрясений (по данным Сейсмологических бюллетеней Украины). Тонкими пунктирными линиями нанесены предполагаемые разломы. На профиле ГСЗ-17 толстой пунктирной линией показана предполагаемая коллизионная граница между Восточно-Черноморской и Скифской плитами.

ΔL — расстояние горизонтального смещения Восточно-Черноморской микроплиты, которое выводится из ситуации расклинивания. В: схема расположения профилей.

В верхней части профиля ГСЗ-17 (рис. 2, А) выделяются полого поднимающийся в сторону Крыма верхний градиентный уровень перехода от низкоскоростных толщ осадочного чехла к комплексу фундамента Черноморской впадины. Под Черным морем на глубинах 8-10 км выделяется серия субпластовых аномалий (7-7.5 км/с), отражающих неоднородности строе-

ния фундамента глубоководной впадины. Ниже пластовых аномалий под Черным морем до глубин 20 км располагается достаточно однородная область со скоростями 6.5 - 7.0 км/с. На этом уровне под прогибом Сорокина и южным крылом Горнокрымского орогена выделяется наиболее крупная коровая положительная аномалия (8.0-8.5 км/с и выше). Проявление ее может быть следствием коллизионного орогенического процесса в зоне взаимодействия Восточно-Черноморской микроплиты с окраиной Скифской (см. след. раздел). Инверсии скорости, видимые на профиле в области перехода от орогена к Черноморской впадине, выражены в виде узких, полого наклоненных зон, в которых скорость уменьшается до 6.0-5.5 км/с. Судя по форме и положению, их можно интерпретировать как зоны крупных коровых разломов. Наиболее четко выраженная такая зона прослеживается в северной части профиля в интервале ПК -50 — -10 км. Она отделяет описанное выше аномальное высокоскоростное тело от нижележащих толщ нижней коры Горного Крыма и полого падает на юг — под впадину Черного моря. Ее можно трактовать как основной разлом, по которому происходит выдвигание вверх и к северу комплекса пород, слагающих восточную часть Горного Крыма. Важно отметить, что значительная часть очагов землетрясений расположена непосредственно внутри или вблизи описываемой инверсионной зоны, так что ее можно считать сейсмически активной.

Линейные зоны инверсии на разрезе профиля ГСЗ-17 можно трактовать как зоны разномасштабных разломов в коре. Их кинематику можно предположить на основании деформационной модели зоны перехода. В рамках коллизионно-субдукционного типа взаимодействия это будут взбросо-надвиговые разломы, отображающие обстановку сжатия. Вне скоростного разреза непосредственно под орогеном фиксируется очаг сейсмичности в виде полосы скопления гипоцентров землетрясений. Гипоцентры имеют тренд с падением под впадину. Данный очаг также можно трактовать как следствие движений вдоль крупного корового разлома.

Наблюдаемый в скоростной структуре профиля ГСЗ-18 (рис. 2, Б) резкий положительный скоростной градиент отображает переход от слабо литифицированных пород чехла к высокоскоростным породам фундамента (до 7.0-7.5 км/с и более), каковыми могут быть метаморфизованные осадочные образования древних толщ или породы основного состава. В центральной части профиля (ПК -100 — -60) ниже акустического фундамента фиксируется переходная линзовидная зона мощностью до 5 км, где средняя скорость составляет 5.0 - 5.5 км/с. Ее можно трактовать как включение в комплекс основания слабометаморфизованных, менее плотных пород, каковыми могут быть вулканогенно-осадочные образования палеозоя - раннего мезозоя. Скорости, достигающие уровня мантийных, начинаются здесь на глубинах более 25 км. В интервале глубин 14 - 25 км, отвечающих верхней коре, поле скоростей достаточно спокойное, средняя скорость составляет 7.5 км/с. По этим параметрам строение коры Западно-Черноморской впадины отличается от Восточно-Черноморской, где видны более резкие изменения скорости, а общий фон ниже (≈ 6.5 км/с). В сторону Горного Крыма происходит подъем скоростных границ и зон инверсии, что может соответ-

ствовать мантийному диапиру под Западным Горным Крымом, существование которого предполагалось ранее [1]. Распределение сейсмичности в пределах профиля ГСЗ-18 отличается наличием достаточно круто погружающейся под Горный Крым сейсмофокальной зоны, достигающей глубин 50 км. Данная зона, отсутствующая на востоке Горного Крыма, может отражать погружение океанической коры под ороген.

Судя по достаточно высоким скоростям упругих волн под Западным Горным Крымом, также как и под Восточным, можно предполагать, что строение коры в целом здесь отвечает переходному типу, сформированному в условиях среднеюрской вулканической дуги [24], и наложенной на нее меловой вулканической пассивной окраины [7]. Породы здесь преимущественно могут отвечать основным и ультраосновным разностям, участвующим и в строении фундамента Черноморской впадины. Для верхней коры под Горным Крымом, судя по относительно низкоскоростным включениям (до 4.5 км/с), можно говорить о присутствии как магматических пород среднего и кислого состава, так и слабо метаморфизованных осадочных образований (таврической серии Горного Крыма и ее палеозойских аналогов). Под орогеном верхняя кора расслоена, что может отображать наличие субгоризонтальных срывов, отвечающих, по-видимому, условиям растяжения, установленным нами для Западного Горного Крыма (см. рис. 1, В). К таким срывам приурочена часть очагов землетрясений.

Обсуждение

Стадия начальной конвергенции в пределах Черноморско-Крымской активной области

Новым, ключевым элементом полученного скоростного разреза по профилю ГСЗ-17 является высокоскоростная аномалия (до 8.0-9.0 км/с) в верхних горизонтах коры под прогибом Сорокина (см. рис. 2, А), своим северным выступом обращенная в сторону Горного Крыма. Судя по скорости, ей может отвечать крупный массив гипербазитового, вплоть до дунитов, состава. От того, как истолковать присутствие высокоскоростных, вероятно мантийных или производных от мантии, пород в верхней коре активной Черноморской окраины зависит направление дальнейших тектонических построений. Подход с точки зрения исключительно интрузивной природы гипербазитов не является адекватным тектонической обстановке: активный тектонический процесс вдоль Крымско-Черноморской зоны предполагает нарушенное, смещенное из первоначального положение тел в коре. Мобилистский подход будет заключаться в поиске границы между Черноморской и Скифской плитами на разрезе, выяснении механизма их взаимодействия и масштаба тектонических перемещений.

Кора Горного Крыма в целом насыщена массивами базит-гипербазитового состава, для которых предполагается в основном интрузивное магматическое происхождение, привязанное к процессам формирования Черноморской впадины [1], что затрудняет поиск границы взаимодействующих плит. С учетом распределения скоростей и наличия отчетливых линейных зон инверсий, интерпретируемых как крупные коровые разломы, в верхней части

разреза наиболее вероятным представляется положение границы плит, при котором высокоскоростной блок под прогибом Сорокина относится к образованиям Черноморской плиты (см. рис. 2, А). Тем самым выделяется единое клиновидное высокоскоростное тело, внедренное в область Горнокрымского орогена со стороны впадины. Менее определенным является разделение коры Черноморской впадины и Скифской плиты на глубине 30 км и более, однако там можно предполагать клиновидный выступ нижней части Скифской плиты, направленный в сторону Черноморской впадины. Таким образом, наиболее подходящим определением характера сочленения Черноморской и Скифской плит представляется их взаимное расклинивание и относительное внедрение, естественное (см. ниже) в обстановке сжатия на контакте двух плит с различными реологическими свойствами.

Предлагаемая интерпретация разреза по профилю ГСЗ-17 ставит Горнокрымский ороген в ряд окраинных орогенов обдукционного типа, включающих офиолитовые аллохтоны (рис. 3, А).

Глубинные разрезы зоны Ивреа Центральных Альп, офиолитового покрова Кипра, горных сооружений Сахалина и Хоккайдо, офиолитового пояса Урала и др. [21] демонстрируют удивительное сходство в их строении. Выделяется клиновидный выступ со стороны стабильной и, по-видимому, более прочной плиты, на которую обдуцирует офиолитовый покров. Выведенные на поверхность и залегающие на сиалической коре породы верхней мантии и океанической коры имеют корни: на глубине они непосредственно переходят в геофизические слои нижней, «базитовой» коры и верхней мантии. Хотя оцениваемый масштаб горизонтальных смещений аллохтонов может достигать сотен км [21], гипсометрический уровень расслоения на разрезах (включая Горнокрымский) приблизительно одинаков и заключен в пределах 20 - 30 км. Это позволяет предполагать наличие общего уровня первоначального расслоения плиты, приуроченного к основанию коры субокеанического или переходного типа. Специфика Горного Крыма будет заключаться в том, что в эволюционном ряду обдукционных активных окраин он должен быть отнесен к самой начальной стадии обдукции, когда комплексы основания коры и верхней мантии только начали свой путь к эрозионной поверхности и поэтому скрыты под молодым растущим орогеном.

Процесс конвергенции в Крымско-Черноморской области, по-видимому, начался с микроколлизии, чему способствовало то, что кора Восточно-Черноморская микроплиты являлась по составу переходной от континентальной к океанической [14], зафиксированной на стадии эмбрионального спрединга [2, 25]). Это препятствовало ее субдукции за счет сохраняющейся положительной плавучести. Учитывая приведенные данные по глубинному строению восточной части области, следует признать, что ведущим механизмом при сжатии на границе двух плит явилось изначальное их взаимное расклинивание. Последнее предполагает наличие исходной реологической стратификации литосферы [13, 21, 27]. Характер реологической расслоенности зависит от состава коры, ее мощности и, во многом, от температурного режима. Приведенные в работе [13] кривые обобщенной прочности для ряда основных состояний литосферы показывают, что слои с ослабленной проч-

ностью при контактировании плит с различными характеристиками должны находиться на разных гипсометрических уровнях, вследствие чего прочному слою одной плиты может противостоять ослабленный слой другой. Данный принцип был использован в работе [27] для обоснования комбинированной модели орогена, совмещающей субдукцию мантийной части литосферы и обдукцию коры при коллизии.

Нами предлагается следующая принципиальная схема начала обдукции основания коры переходного типа на гранитный слой континентальной коры на границе субокеанической и континентальной плит при сжатии (рис. 3, Б). Для ее обоснования использовались кривые обобщенной прочности плит с разогретой и холодной литосферой и соответственно с пониженной и повышенной мощности гранитно-базитовой корой, взятые из работы [13] с сохранением масштабной привязки. Первый тип приближенно может характеризовать состояние литосферы, отвечающей бассейну с переходной корой, второй – молодой континентальной плите. Как видно, с учетом погружения прочностные кривые двух плит находятся «в противофазе»: ослабленным слоям первой по латерали противопоставляются прочные слои второй и наоборот. Вследствие этого можно прогнозировать от двух до трех уровней первичного расклинивания обеих литосфер на уровне коры. Доминирующим должен стать наиболее глубокий уровень расслоения в верхней части мантии погруженной плиты, которому соответствует максимальное падение прочности, что, совместно с эрозией растущего орогена, будет способствовать подъему и эксгумации пород верхней мантии в основании аллохтона. Глубина данного доминирующего расслоения на уровне верхней мантии соответствует в данном случае уровню порядка 60 км. Приведенные же примеры (рис. 3, А), включая профиль ГСЗ-17 (рис. 2), показывают, что уровни расслоения находятся на современном гипсометрическом уровне, колеблющемся от 25 до 50 км. С учетом влияния позднего общего подъема или погружения (Кипр) литосферы следует, что древний уровень расслоения при обдукции должен быть заключен в этих пределах и соответствовать средней величине 35 – 40 км, которая отвечает самым верхним горизонтам литосферной мантии современных осадочных бассейнов с мощным чехлом, включая Восточно-Черноморский.

Относительное горизонтальное смещение Восточно-Черноморской микроплиты относительно Скифской, оцениваемое по внедрению верхнего клина (величина на профиле ГСЗ-17, рис. 2), составляет от 35 до 40 км. Отметим прогнозируемое смещение Восточно-Черноморской микроплиты на основе численной модели кинематики плит региона, полученной в работе [18], согласно которой средняя скорость смещения микроплиты в северо-западном направлении в течение последних 13 млн. лет (от начала коллизии между Евразией и Аравией) составляла 3 мм/год. Соответственно, суммарное перемещение в данном направлении также приближается к 40 км. Это приблизительно в 1.5 раза больше, чем полученное палинспастически приповерхностное смещение Восточного Горного Крыма относительно Западного - 22 км [6]. Расхождение этих оценок может объясняться тем, что в направлении к поверхности величина векторов скорости смещения литосферной плиты

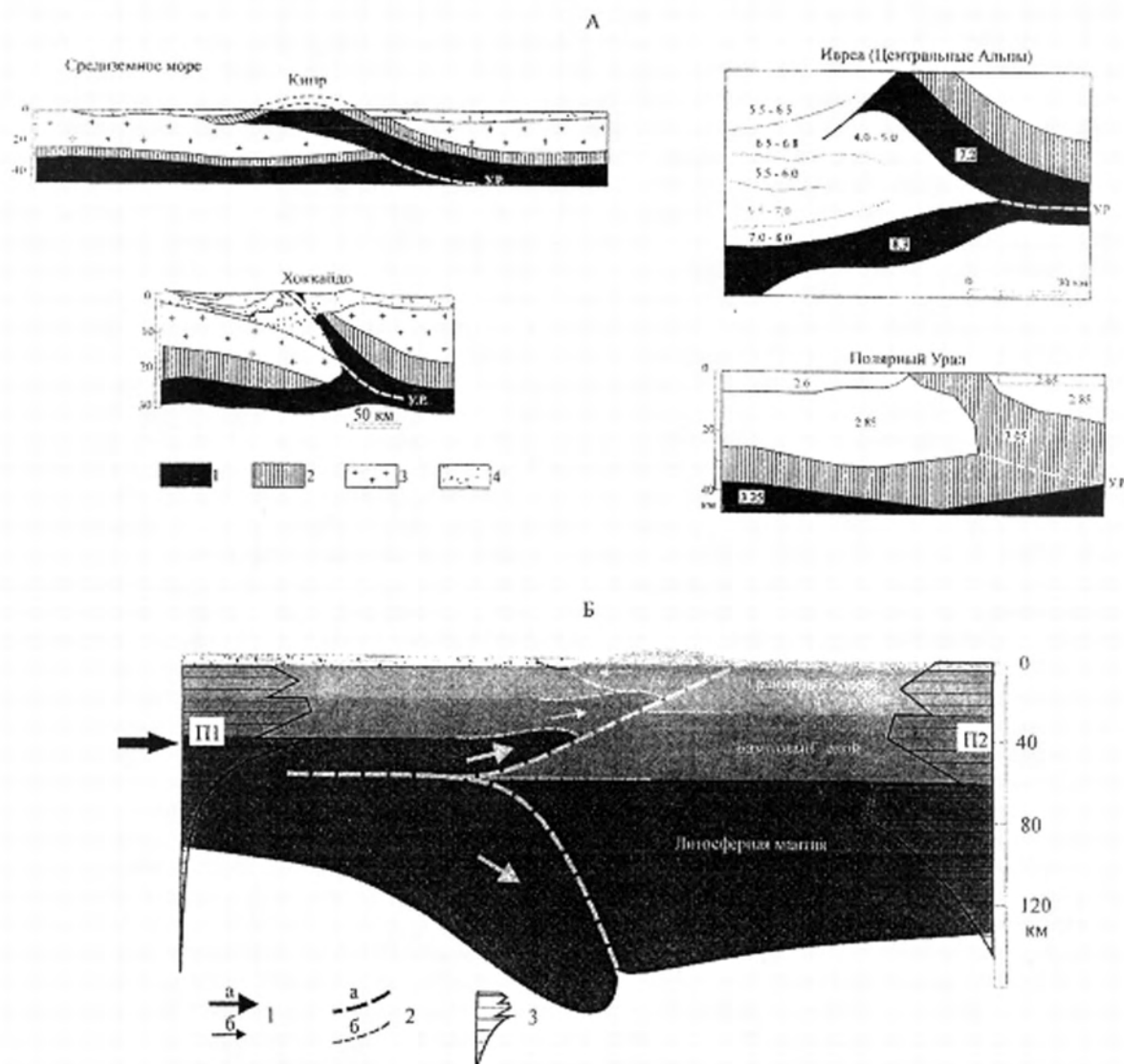


Рис. 3. А - глубинные разрезы некоторых обдукционных орогенов (А) (по [21], с добавлениями).

У.Р. — выводимый из разреза уровень расслоения.

1 - верхняя мантия, 2 — «базальтовый» слой, 3 — «гранитный» слой, 4 - осадочные породы.

Б — принципиальная схема начального расклинивания и развития «скрытой» обдукции офиолитов при сжатии плит с различной реологической стратификацией.

1—2 — направления смещения пластин (1), поверхности расслоения и разломы (2) (а - основные, б — второстепенные), 3 — профили обобщенной прочности (по [13]) (П1 — для «горячей» континентальной литосферы с пониженной мощностью, П2 — для «холодной» континентальной литосферы с повышенной мощностью).

уменьшается вследствие взаимного торможения на границах внутренней расслоенности.

Отличительные черты тектоники западной части зоны перехода Крым – Черное море

Западно-Черноморская микроплита, находящаяся в тени давления Аравийского индентора (в отличие от Восточно-Черноморской микроплиты, воспринимающей непосредственное давление последнего), находится вне

зоны коллизионного тектогенеза. С другой стороны, кора Западно-Черноморской впадины – субокеаническая, близкая к типичной океанической [14, 2] и, соответственно, более тяжелая, чем кора в пределах Восточно-Черноморской впадины, и представляет из себя более благоприятный объект для погружения под активную континентальную окраину. Поэтому единственно возможной формой взаимодействия океанической коры с орогеном в западной части зоны перехода является ее относительное поддвижение (криптосубдукция) под Западный Горный Крым. Присутствие данного процесса распознается с помощью вынесенных на разрез гипоцентров очагов землетрясений (рис. 2, Б). В средней части разреза, в интервале глубин от 22 до 50 км четко фиксируется наклонная сейсмофокальная зона, падающая на север. По-видимому, она и отображает взбросо-надвиговые движения на границе ороген-впадина. Активным блоком в данном случае выступает именно Горнокрымский ороген, так как за его пределами переход от континентальной коры к океанической тектонически спокойный (пассивная окраина Черного моря [11]).

Латеральная экструзия отображает лишь условия горизонтального движения вещества вследствие ограниченного горизонтального сжатия. «За кадром» здесь остается вертикальная компонента движений, в которой с необходимостью должны участвовать породы всего разреза коры и верхи мантии. Можно предполагать наличие нижнекорового/мантийного апвеллинга под Западным Горным Крымом, чем подтверждается ранее выдвнутая модель глубинного диапира [1]. В этих условиях верхняя часть коры в области Западного Горного Крыма подвергается растяжению. Ключевым элементом условий корового растяжения является оформление пологой зоны сдвигового смещения - детачмента, – по которому происходит относительное гравитационное скольжение верхней растягиваемой пластины в сторону области сгущения. В качестве таких зон скольжения можно интерпретировать две узкие полосы пониженной скорости на разрезе, горизонтальные под Горным Крымом и полого погружающиеся в сторону Черного моря (см. рис. 2).

Заключение

Привлечение новых данных о глубинном строении зоны перехода Крым – Черное море подтверждает предложенную ранее модель динамики этого сложного узла [5, 15].

Уточнение, которое вносится в модель по сравнению с первоначальным ее вариантом, связано с определением границы и механизма коллизии. Взаимодействие Восточно-Черноморской микроплиты с окраиной Скифской соответствует начальной стадии конвергенции, предполагающей взаимное расклинивание плит при сжатии. В результате расклинивания верхняя часть Восточно-Черноморской плиты (верхний клин, сложенный, судя по скорости упругих волн, основными и ультраосновными породами) вдавливается в край Скифской плиты, вследствие чего обособляется Горнокрымский орогенический сегмент. Последний ограничен снизу коровым ретронадвигом, по которому он выдвигается к северу.

В зоне взаимодействия с Сорокинским краевым прогибом деформация проявлена в надвигании Горного Крыма на Черноморскую впадину. В самой верхней части Восточного Горного Крыма предполагается локальное растяжение [5, 16], механизм которого может быть обусловлен гравитационным расползанием орогена.

Специфика развития Западного Горного Крыма определяется тем, что здесь предполагается подъем мантии, стимулирующий подъем и растяжение коры орогена и наплывание его на Западно-Черноморскую впадину. Следовательно, западный блок Горного Крыма должен обладать самостоятельной активностью. Развивающийся в результате локальный подвиг субокеанической коры Западно-Черноморской впадины под ороген следует, по видимому, рассматривать как пассивный процесс, обусловленный активностью орогена, а не наоборот. В пользу такого распределения ролей говорит то, что тектоническая активность по северному краю Черноморской впадины ограничена Горным Крымом.

Кинематическую границу между Восточно- и Западно-Черноморскими микроплитами следует проводить не вдоль Западно-Крымского разлома, как это обычно принимается ([11] и др.), а восточнее – ориентировочно вдоль Центрально-Черноморского поднятия или его восточного склона, так как Западно-Крымский разлом, если его протягивать в пределы Черного моря, пересекает основной депоцентр субокеанической депрессии, не выражен деформациями чехла [28] и не трассируется сейсмичностью (см. рис. 28 [16]).

С другой стороны, вряд ли сосредоточенная разломная граница имеет место, и скорее всего трансформация градиента движений между плитами Черного моря происходит диффузно.

Работа выполнена в рамках исследовательской программы «Минеральные ресурсы Украины и их добыча», Договор № 7.2 / 04-06.

1. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Оровецкий Ю.П., Старостенко В.И. Геологическая природа Крымско-Кавказской гравитационной зоны // Геофиз. журнал. 1998. 20. № 6. С. 45-53.

2. Вержбицкий Е.В., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Возраст и мощность литосферы региона Черного моря // Геотектоника. 2003. № 6. С. 80-89.

3. Гаврилов С.В. Неустойчивость границы сталкивающихся плит как механизм многослойного расщепления коры при столкновении континентов // Физика Земли. 2004. №11. С. 75-79.

4. Гобаренко В.С., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. Аномальное тело в земной коре Горного Крыма // Геофиз. журнал. 1991. 13. № 6. С. 29-38.

5. Гончар В.В. Деформация коры зоны перехода Горный Крым - Черноморская впадина: обоснование коллизионно-экструзивной обстановки // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. №2. С.18-25.

6. Гончар В.В., Паталаха Е.И., Гинтов О.Б. Модели растяжения и приразломного волочения в палеотектонических реконструкциях Горного Крыма // Доп. НАНУ. 2004. №6. 112-119.

7. Гончар В.В. Глубинное строение Западно-Черноморской впадины вдоль профиля ГСЗ-25: свидетельство вулканической пассивной окраины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2006. № 4. С. 42-54.

8. Довбнич М. М., Тяпкин К. Ф. Отражение геодинамики Черноморской впадины в полях напряжений, обусловленных нарушением изостазии // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2006. № 4. С. 21-30.
9. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.
10. Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г., Рику Л.-Е., Книппер А.Л. и др. История океана Тетис. М.: Наука, 1987. 157 с.
11. Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 600-610.
12. Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. и др. Детальные сейсмические исследования на Р- и S-волнах. Новосибирск: Наука, 1993. 187 с.
13. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
14. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Гл. ред. А.В.Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994.
15. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Трегубенко В.И. Новый взгляд на современный орогенез Горного Крыма: механизм процесса // Геол. журнал. 2003. №1. С. 118-126.
16. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. 226 с.
17. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Трегубенко В.И. и др. Построение скоростной и литофациальной модели Бельского месторождения УВ ДДВ по данным переинтерпретации годографов КМПВ. Киев, 2004. 39 с.
18. Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Гончар В.В. Численная модель плитной тектоники Черноморского региона // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2006. № 1.
19. Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. 157 с.
20. Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы. Киев: Наук. думка, 1994. 292 с.
21. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 291 с.
22. Тихоненков Э.П. Основные черты геодинамики Крымского сейсмоактивного региона // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь, 1997. С. 35-41.
23. Шарма П. Геофизические методы в региональной геологии. М.: Мир, 1989. 487 с.
24. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев, 1997. 288 с.
25. Шрейдер Ал. А. Раскрытие глубоководной котловины Черного моря // Океанология. 2005. 45. № 4. С. 592-604.
26. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь, 1997. С. 16-26.
27. Ellis S. Forces driving continental collision: reconciling indentation and mantle subduction tectonics // Geology. 1996. 24. P. 699-702.
28. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Bollettino di Geofisica. Teorica ed applicata, 1988. XXX.
29. McKenzie D.P. Active tectonics of the Mediterranean region // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1972. 30. P. 109-185.

Тектонічна обстановка у межах прикримської активної окраїни Чорного моря створюється різницею у кінематиці Західно- та Східно-Чорноморської мікроплит. Остання, безпосередньо сприймаючи імпульс руху Аравійської літосферної плити, передає його на край Скіфської плити. Характер їхньої взаємодії відповідає початковій стадії конвергенції (мікроколізії), яка передбачає взаємне розклинювання плит при стисненні та ініціацію обдукції. Західний блок Гірського Криму має самостійну активність як наслідок передбачуваного мантийного апелелінга, що стимулює підйом і розтягнення орогена й наповзання його на Західно-Чорноморську мікроплиту.

Tectonic setting withing peri-Crimea active margin of the Black Sea is created by kinematics difference between East- and West-Black sea microplates. The former, experiencing Arabian plate push, transmits it on a south margin of Skiphian plate. Mode of their interection is adequate early stage of collision, which assumes their munual splitting and start of obduction. The West-Crimean block possesses independent activity as a result of proposal local mantle upwelling, which stimulates West-Crimean rising and overthrusting onto the West-Black sea basin.