

К обоснованию механизма латеральной экстррузии земной коры Горного Крыма

© В. В. Гончар, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 23 марта 2015 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

З урахуванням закономірностей розподілу сейсмічності виконано чисельне моделювання деформацій кори в розрізі Південно-Західного Криму, що зазнає тилового інденторного стиснення з боку Східночорноморської западини. В результаті уточнено механізм латеральної екстрюзії, прогнозується насування орогена на Західночорноморську западину.

Ключові слова: Південний Захід Гірського Криму, латеральна екстрюзія, сейсмічність.

Введение. Юго-западный выступ Горного Крыма в акваторию Черного моря — слишком заметный элемент морфотектоники, чтобы его игнорировать в построениях, касающихся природы новейшего крымского орогенеза. В коллизионной модели [Паталаха и др., 2003; Гончар, 2013] он трактуется как следствие латеральной экстррузии коры. Вероятность последней следует из рассчитываемого поля пластического деформирования континентальной окраины при свободной южной границе [Гончар, 2013]. Привлечение свободной границы — абстрактное упрощение, поэтому требуется подтверждение экстррузии в контексте реальностей глубинного разреза. Предлагаемое краткое исследование посвящено воспроизведению механизма экстррузии в разрезе на стыке орогена и впадины. Как и ранее, использовалось численное моделирование деформаций упругопластической коры, базирующееся на закономерностях пространственного распределения сейсмичности. Чисто теоретический интерес здесь тесно соприкасается с практическим ввиду проблематичности очагов землетрясений юго-западной периферии Крыма, которые отделены от его центрального сегмента сейсмической брешью.

Пространственный анализ сейсмичности. Меридиональный сейсмический разрез I (рис. 1, а и б) отбивает западное окончание Центральной подзоны сейсмофокальной зоны Крыма; разрезы II—V, ориентированные в направлении ЮЮЗ—ССВ, представляют интересующую нас Западную подзону. Для Центральной подзоны в целом характерно присутствие двух групп очагов землетрясений: мелкофокусных под южным склоном Крымских гор и глу-

бокофокусных во внешней зоне, связанных, как предполагается [Гончар, 2013], с поддвигом под Крым мантийной части литосферы Черного моря. К западу от нее очаги под горным сооружением отсутствуют и сейсмическая активность регистрируется во фронтальной части зоны орогенеза, где гипоцентры проецируются в область подножия континентального склона. На разрезе II, представляющем восточный фланг Западной подзоны, хорошо видно расхождение между очагами под горным сооружением Центральной подзоны, наиболее мелкофокусными (10—25 км), и гипоцентрами во фронте орогена. Последние вытянуты в виде полосы, падающей под ороген на глубинах от 18 до 35 км. Эта конфигурация позволяет использовать для тектонической интерпретации передовой группы очагов приближение фронтального корового надвига. Другими словами, можно предполагать, что наклоненный под ороген сейсмофокальный комплекс отражает разломную деформацию коры, связанную с надвиганием орогена на впадину. Вместе с тем конфигурация и глубины наблюдаемых гипоцентров недостаточны, чтобы увязывать их также с поддвигом мантии (см. ниже). Это относится и к следующему к северо-западу разрезу III. Далее ситуация изменяется и два последующих разреза (IV и V) не показывают вытянутого погружающего тренда, гипоцентры на них более-менее равномерно распределены вдоль простирания разрезов; это может указывать на обстановку горизонтального сдвигания в вертикальной плоскости. Исходя из комплекса предпосылок и моделирования [Гончар, 2013], действующим здесь можно

полагать праводвиговое деформирование, ограничивающее латеральную экструзию юго-западной части Крыма, включающей шельфовый выступ. На суммарном разрезе, учитывающем элементы глубинного строения [Молодые..., 1994] (рис. 1, в), группа очагов предполагаемого фронтального надвига остается в пределах коры орогена и не доходит до границы с мантией, расположенной на несколько километров ниже, что противоречит идее квазисубдукции мантийной литосферы на этом участке активной окраины.

Исходя из вышесказанного, первоочередной задачей численного моделирования должно быть объяснение неоднородности проявления сейсмотектонической деформации в разрезе экструзивного блока: концентрации ее под Центральным Горным Крымом и континентальным склоном с большой сейсмической брешью между ними.

Численное моделирование деформаций коры экструзивного блока (в разрезе). В предыдущем исследовании [Гончар, 2013] было использовано представление о расслоении ли-

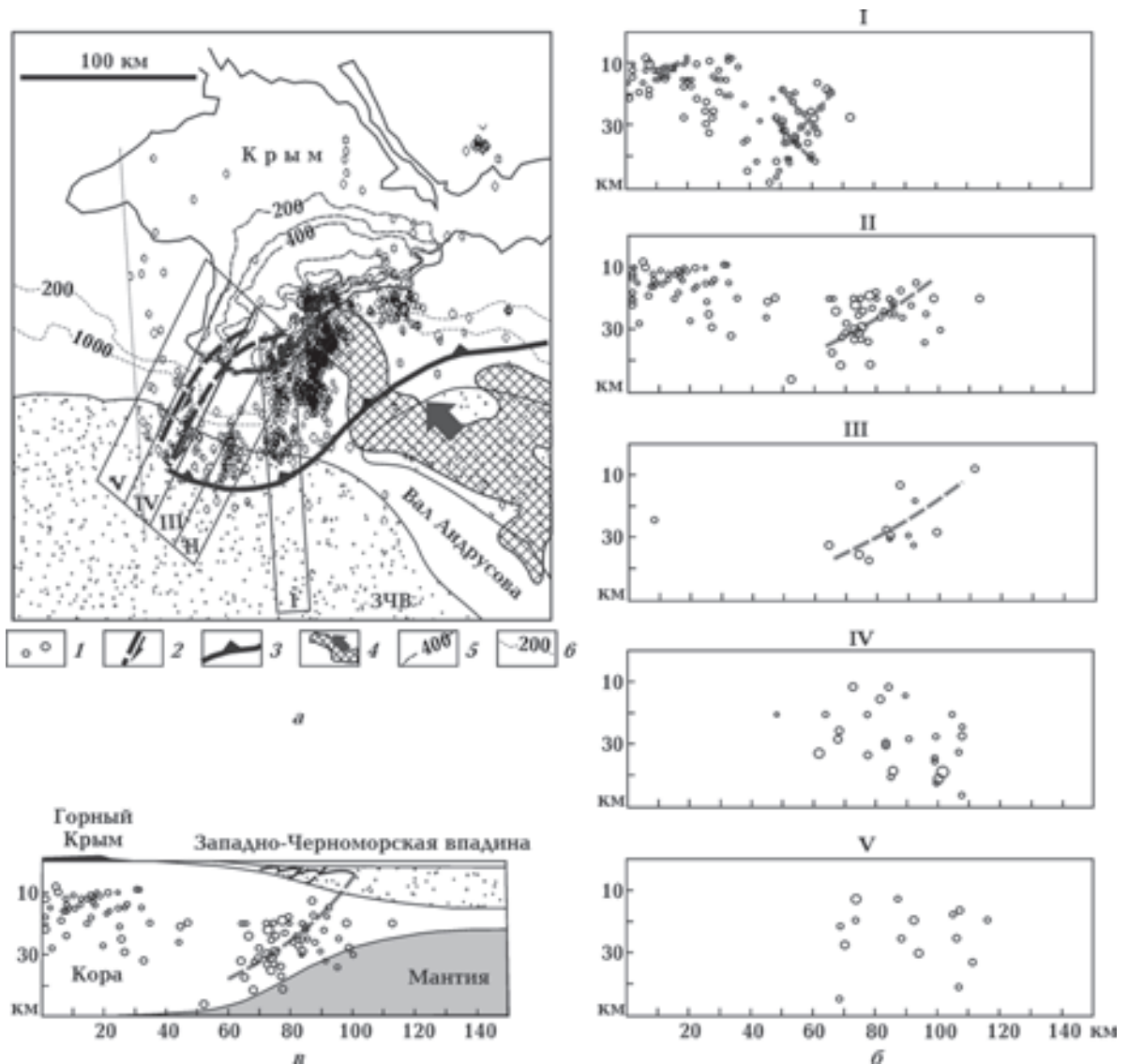


Рис. 1. Строение сейсмофокальной зоны Крыма (с элементами тектонической интерпретации [Гончар, 2013]): а — распределение эпицентров землетрясений (1986—2008) с элементами новейшего тектогенеза Черноморской активной окраины; показаны направления и объем сейсмических разрезов (I — V), ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина (I — эпицентры землетрясений, 2 — предполагаемые сейсмогенные разломы, 3 — фронт деформации чехла перед Крымским орогеном, 4 — контуры магнитной аномалии, маркирующей предполагаемый индентор Восточно-Черноморской впадины и направление его движения, 5 — изогипсы, 6 — изобаты); б — сейсмотектонические разрезы Центральной (I) и Западной (II—V) подзон сейсмофокальной зоны Крыма; в — сводный сейсмотектонический разрез (II+III) с элементами глубинного строения.

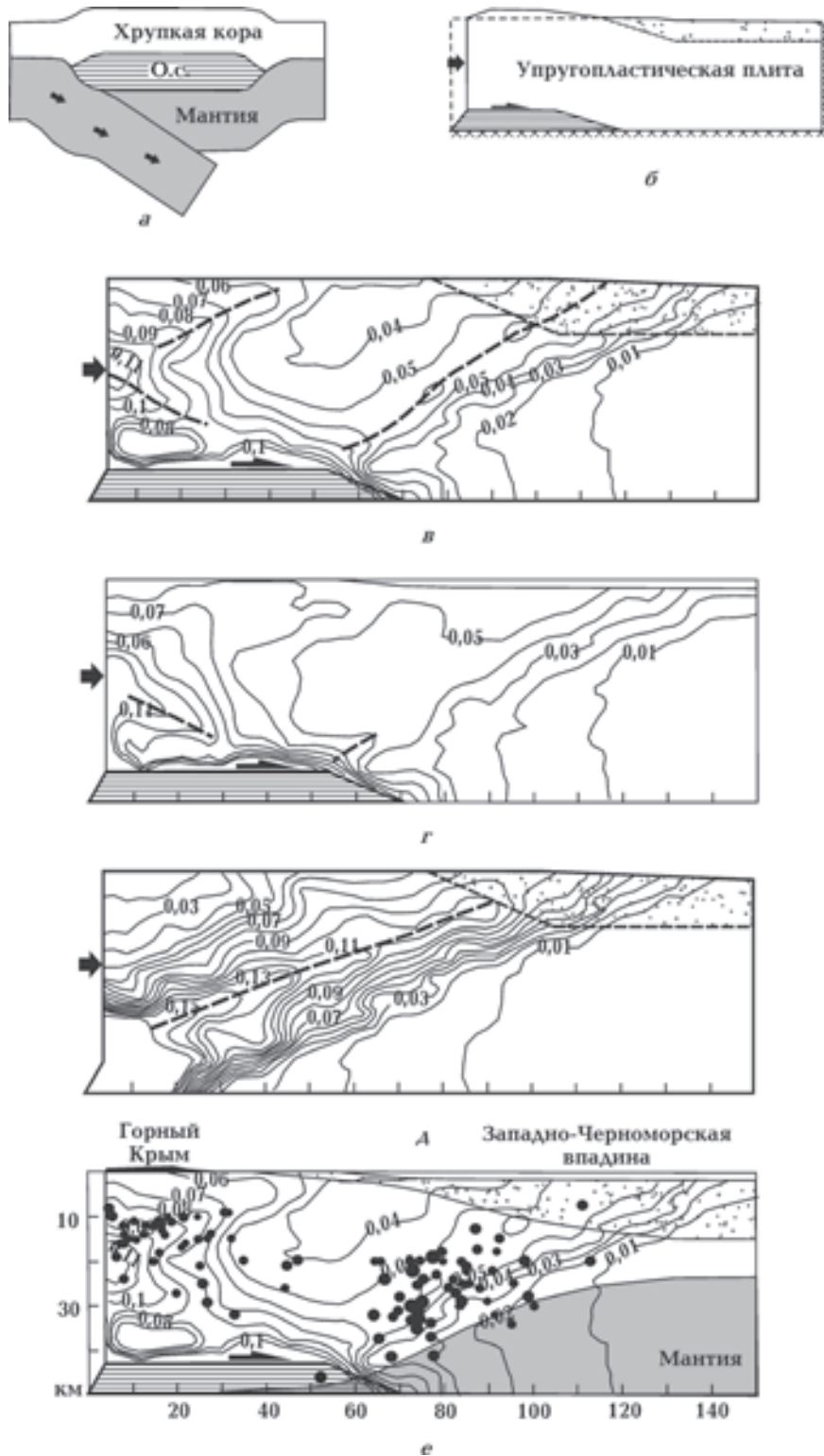


Рис. 2. Численная модель деформирования коры экструзивного блока Горного Крыма: *а* — двухкомпонентная реологическая схема коллизионного орогена (по [Vanderhaeghe et al., 2003]); о.с. — ослабленный слой; *б* — схема строения расчетной модели (стрелкой показано смещение боковой границы, заштрихованная оторочка — неподвижные границы); *в–д* — изолинии эквивалентной деформации при смещении тыловой границы на 4 км при наличии ослабленной «подушки» и осадочного чехла — базовая модель (*в*), только ослабленной «подушки» (*г*) и только чехла (*д*) (штриховыми линиями обозначены зоны локализации деформации); *е* — сопоставление деформаций в базовой модели с распределением гипоцентров землетрясений вдоль сейсмопрофилей II и III (см. рис. 1).

тосферы Восточно-Черноморской микроплиты вдоль границы кора/мантия, откуда следовал вывод о коровой природе индентора. Для решения поставленной задачи привлекается ставший уже классическим постулат о реологической расслоенности коры орогена. По геофизическим данным мощность коры под Горным Крымом достигает 50 км [Молодые..., 1994]; при этом максимальные глубины гипоцентров землетрясений под ним составляют 30 км, а на границе с Черноморской впадиной опускаются до 40 км (рис. 1, в). Ясно, что в нижней асейсмической части коры деформация протекает в условиях криповых течений, тогда как в верхней сейсмогенной части коры — хрупких (упругопластических) дислокаций. Причина реологического расслоения орогена связана с общей природой хрупко-вязкого перехода в литосфере, когда уровень предельных напряжений разломообразования на глубине превышает дифференциальные напряжения крипового течения [Лобковский, 1988]. Коллизионная обстановка усиливает эту тенденцию: погружение пород нижней коры при сжатии приводит к их разогреву и, как следствие, падению вязкости [Vanderhaeghe et al., 2003]. Поэтому процесс сейсмотектонического деформирования Крыма будем рассматривать на основе реологической схемы, предусматривающей верхнюю упругопластическую плиту и нижнюю маловязкую подушку (рис. 2, а).

Модель включает ослабленный слой коры и чехол осадочного бассейна, чьи мощности выклиниваются в противоположных направлениях (рис. 2, б); нагрузка задана в виде тылового сжатия упругопластической плиты. Без внимания здесь остается деформация, связанная с поддвигом мантийной части литосферы Восточно-Черноморской микроплиты. Как предполагается, она не оказывает влияния на динамику экструзивного блока. Расчет выполнялся методом конечных элементов, описание пластической деформации дано на основе критерия Кулона в рамках плоской задачи теории пластического течения. Коровая плита принималась однородной по свойствам: модуль Юнга $E=7,5 \cdot 10^{10}$ Па, коэффициент Пуассона $\nu=0,25$, угол внутреннего трения $q=25^\circ$, средняя плотность $\rho=2950$ кг/м³; для чехла $q=15^\circ$, $\rho=2450$ кг/м³. Для описания вязкой деформации ослабленного слоя вводился пониженный модуль упругости $E'=1 \cdot 10^7$ Па и коэффициент Пуассона $\nu=0,499$, приближающий среду к несжимаемой.

В процессе расчетов исследовались эффекты передачи деформации за счет ослабленного

слоя и ее концентрации вследствие искривления поверхности коры. Установлено, что при заданной конфигурации модели и принятых параметрах в условиях тылового сжатия (смещение границы 4 км) воспроизводится требуемое дискретное распределение эквивалентной деформации $\epsilon_e = \sqrt{2/3} \sqrt{\epsilon_x^2 + \epsilon_{xy}^2 + \epsilon_y^2}$ (рис. 2, в). Сложный максимум образуется в тылу плиты, где обособляются восстающая и нисходящая ветви концентрации деформаций. Эквивалентная деформация здесь достигает максимальных для верхней коры величин 0,08—0,11. Тыловой максимум обособлен от другого, горизонтально вытянутого максимума, приуроченного к зоне скольжения в кровле ослабленного слоя. Правее него располагается обширный относительный минимум деформации с падением ϵ_e до 0,04, охватывающий часть коры под шельфовым выступом и континентальным склоном. Далее справа располагается важная в контексте поставленной задачи наклонная линейная зона локализации деформации с усилением до 0,06, протягивающаяся от места выклинивания зоны горизонтального скольжения до места перегиба континентального склона в основании осадочной призмы. Этот вытянутый максимум представляет собой прообраз коровой надвиговой зоны на границе орогена и впадины. Он, с небольшим уменьшением интенсивности, переходит в область чехла, чем обосновывается возможность продолжения надвига коры в виде фронтального надвига складчатой зоны чехла.

Появление наклонной зоны локализации на удалении от места приложения нагрузки вызвано совместным эффектом маловязкого детачмента и перегиба фундамента под осадочным чехлом. Об этом свидетельствуют результаты экспериментов с поочередным устранением одного из агентов локализации деформации (рис. 2, г и д). В отсутствии осадочного бассейна (при замещении его корой) воспроизводится максимум в тылу, который становится более расплывчатым; локализация же деформации над местом выклинивания ослабленного слоя находится в зародышевом состоянии и только обозначает потенциал развития корового надвига. Здесь ясно, что роль изгиба поверхности коры под осадочным бассейном заключается в понижении интегральной прочности ее сечения. Исключение маловязкого детачмента при сохранении бассейна приводит к обособлению резко выраженной зоны локализации типа надвига, восстающей из низов области приложения нагрузки в на-

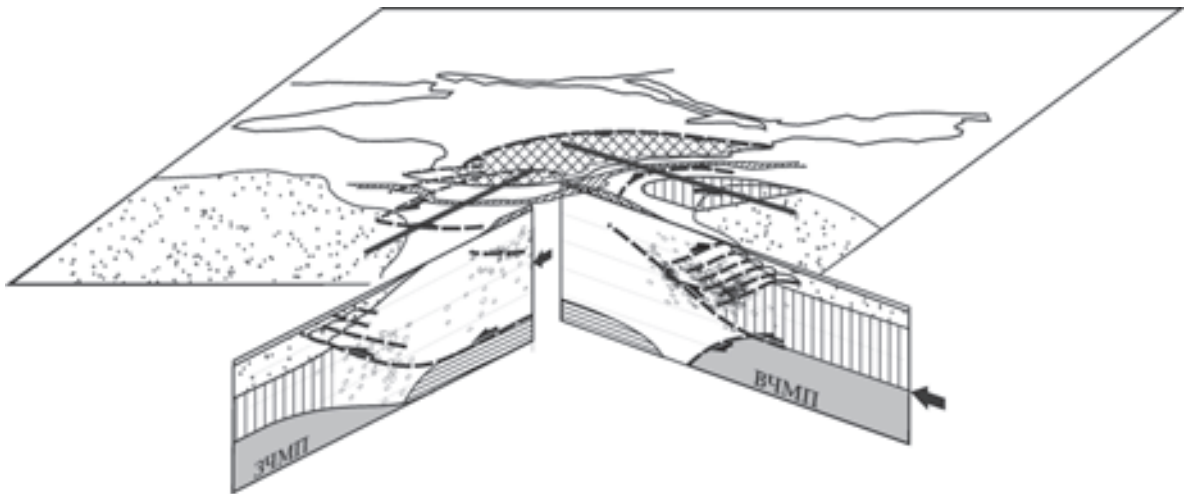


Рис. 3. Перспективная схема Крымского орогена и модельные разрезы его Центрального (коллизийного) и Юго-Западного (экструзивного) доменов. См. пояснения в тексте.

правлении континентального склона, что также не согласуется с характером распределения сейсмотектонической деформации.

Соотношение зон локализации деформации в основной модели и мест концентрации очагов землетрясений экструзивного блока показано на рис. 2, е. Сейсмичность непосредственно под горным сооружением и, частично, под шельфовым выступом, совмещается с тыловой зоной максимумов деформации в модели; при этом видно, что только верхняя ветвь зоны совпадает с трендом коровых гипоцентров. В таком представлении тыловая сейсмичность должна быть связана непосредственно с нагрузкой, приложенной к краю континентальной плиты, т. е. с действием индентора. Сейсмичность фронтальной части укладывается в наклонную трансформную полосу локализации деформации с $\varepsilon_e > 0,5$, трактуемую как проявление корового надвига на границе орогена и впадины.

Суммируя изложенные результаты с положениями базовой модели [Гончар, 2013], получаем уточненное представление о динамике коры коллизийно-экструзивного орогена. Различия в деформации двух его основных блоков — центрального (коллизийного) и юго-западного (экструзивного) — отображены на модельных разрезах (рис. 3). Динамика и структура коллизийного блока, подверженного инденторному давлению со стороны Восточно-Черноморской микроплиты, определяются чертами рампы-обдукционного взаимодействия континентальной окраины с субокеанической литосферой. Осуществляемый синхронно подвиг мантийной части ли-

тосферы Восточно-Черноморской микроплиты обеспечивает утолщение нижней части коры орогена, что приводит к его реологическому расслоению. Экструзивный блок верхней коры выталкивается латеральным давлением из зоны коллизии в направлении наименьшего сопротивления, т. е. в сторону Западно-Черноморской впадины.

Заключение. Выполненное численное моделирование дополняет базовую модель коллизийного допоземлетрясения в Крыму, уточняя представление об экструзивной динамике Юго-Западного Горного Крыма. Развитие процесса рассмотрено в рамках положения о единственном источнике деформации — коровом инденторе Восточно-Черноморской микроплиты. Присутствие маловязкой подушки в основании хрупкой коры и изгиб поверхности континентальной литосферы в области перехода к субокеанической впадине совместно обеспечивают его выдвигание в направлении, ортогональном действию индентора. Тем самым подтверждается процесс латеральной экструзии — надвигания юго-западной части орогена на Западно-Черноморскую впадину, выражением которого являются очаги землетрясений под континентальным склоном и фронтальный надвиг складчатой зоны чехла. Движения эти ограничены нижней корой, поэтому нет оснований предполагать на этом участке активной окраины тектоническое погружение (субдукцию) литосферы Западно-Черноморской субокеанической микроплиты. Пространственный характер сейсмичности крайнего западного ограничения Крыма указывает на отсутствие там очаговой лока-

лизации типа надвигового, что подтверждает ранние выводы о трансформации надвиговой деформации в сдвиговую на фланге орогена.

Автор выражает признательность чл.-кор. НАН Украины О. Б. Гинтову, благодаря инициативе которого состоялось данное исследование.

Список литературы

- Гончар В. В. Коллизионная модель Крымского орогена — опыт исследования методом конечных элементов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 146—164.
- Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. Москва: Наука, 1988. 252 с.
- Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. 226 с.
- Vanderhaeghe O., Medvedev S., Fulsack P. Beaumont C., Jamieson R. A., 2003. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal-mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophys. J. Int.* 153, 27—51.

On substantiation of mechanism of lateral extrusion the earth crust of the Mountain Crimea

© V. V. Gonchar, 2015

Numerical modeling of the crust deformations in the section of the Southwest Crimea subjected to rear indenter compression from the side of the East-Black Sea depression has been fulfilled taking into account regularities of seismic activity distribution. As a result mechanism of lateral extrusion has been specified, thrust-fault of orogen to the West-Black Sea depression is predicted.

Key words: Southwest Mountain Crimea, lateral extrusion, seismicity.

References

- Gonchar V. V., 2013. Collision Orogen Crimean model — research experience by finite element method. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(6), 146—164 (in Russian).
- Lobkovskiy L. I., 1988. Geodynamics zones spreading, subduction and plate tectonics bunk. Moscow: Nauka, 252 p. (in Russian).
- Young platform and Alpine fold belt. Lithosphere of Central and Eastern Europe. Heads, 1994. Ed. A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Patalakha E. I., Gonchar V. V., Senchenkov I. K., Chervinko O. P., 2003. Indentorny mechanism in geodynamics Crimean Black Sea region. Kiev, 226 p. (in Russian).
- Vanderhaeghe O., Medvedev S., Fulsack P. Beaumont C., Jamieson R. A., 2003. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal-mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophys. J. Int.* 153, 27—51.