

А. А. Трипольский, Л. Т. Калюжная, В. А. Трипольская,
В. М. Степаненко

Сравнительный анализ глубинного строения и сейсмичности Днепровско-Донецкой и Кенийской рифтогенных структур

(Представлено академиком НАН Украины В. И. Старостенко)

The results of comparative studies of the deep structure and seismicity of the Dnieper-Donets paleorift and the Kenya rift are analyzed. It is established that these structures are characterized by both similar and individual features.

К настоящему времени выявлено огромное количество современных и древних рифтов, образующих тектоническую сеть материков. Несмотря на интенсивное изучение процессов проявления рифтогенеза [1–5 и др.], решение фундаментальных вопросов, касающихся строения и развития рифтогенных структур (занимающих не более 1% территории материков), определения их сейсмичности, требует дальнейшего рассмотрения с привлечением новейших данных исследований. Информация о рифтах, залегающих в основании чехла осадочных бассейнов, была получена по результатам геофизических, главным образом сейсмических, работ и, прежде всего, по материалам глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Проведенными многочисленными сейсмическими и сейсмогеологическими исследованиями установлена тесная связь между сейсмичностью среды и ее глубинным строением [1–6].

Авторами настоящего сообщения на примере Днепровско-Донецкой и Кенийской рифтовых структур проведен сравнительный анализ основных их геолого-геофизических характеристик.

Данные о глубинном строении, истории формирования и развития Днепровско-Донецкого палеорифта (ДДП) обобщены в литературных источниках [7–9]. На территории ДДП выполнен большой объем сейсмических работ: методами ГСЗ, корреляционным методом преломленных волн, методом отраженных волн, методом общей глубинной точки; составлена комплексная геофизическая модель с учетом результатов геофизических и геологических исследований. Основным составным элементом палеорифта является зарождение в среднем протерозое глубинного (астеносферного) магматического очага, генерировавшего габброидные плутоны вместе с гранитами рапакиви в субплатформенную стадию развития Украинского щита. Для ДДП, начиная с рифея, характерно двукратное формирование двухъярусной линейной рифтовой структуры, сопровождавшееся, вследствие растяжения земной коры, ее мощным дроблением и интенсивным щелочно-базальтоидным вулканизмом [4].

Геодинамика формирования ДДП обусловлена тепловыми (до 1200–1300°) и фазовыми процессами, пульсационно возникающими в астеносферном и коро-мантийном диапире. На ориентировку и геодинамическую активность этих процессов оказывали влияние сверхглубинные разломы. О повышении температуры в земной коре и верхней мантии в тот период свидетельствуют продукты магматизма — габброиды и граниты рапакиви [3].

Изучение глубинного строения и история развития Кенийского рифта (КР) описаны в статьях [10–14]. В пределах рифта, также как и в ДДП, выполнен большой объем сейсмических и других геофизических работ, направленных на изучение гравитационного и теплового полей, для получения детальных сведений о глубинном строении структуры в целом до глубины 150 км. Наиболее полные данные получены в результате реализации проекта KRISP'90: комплексные региональные исследования, выполненные методом преломленных волн, и телесеismicкие исследования. Глубинный сейсмический разрез литосферы и верхней мантии составлен авторами статьи [11], где показано, что Кенийский рифт характеризуется сильно утоненной литосферой и пониженными скоростями в верхней мантии (до глубины 150 км и больше). Основные результаты сопоставления ДДП и КР приведены на рис. 1. Как видно из рисунка, значение средней скорости (\bar{V}) зависит от мощности осадочно-чехла: чем больше толщина чехла, тем ниже \bar{V} в земной коре. В северо-западной части ДДП при минимальной мощности осадочных пород значения \bar{V} приблизительно те же, что и в земной коре КР. Сравнение с древними щитами и платформами мира свидетельствует, что \bar{V} в земной коре рассмотренных рифтов на 0,4–0,6 км/с ниже, на поверхности раздела Мохоровичича (М) граничные скорости (V_{Γ}^M) также ниже на 0,2–0,6 км/с:

в осадочном слое ДДП пластовые скорости (V_{Π}) изменяются от 2,1 до 5,4 км/с. С глубиной V_{Π} постепенно возрастают от 6,2 км/с (на поверхности докембрийского фундамента) до 7,0 км/с (в низах коры). В пределах переходного слоя кора — мантия $V_{\Pi} = 7,6–7,8$ км/с, на поверхности раздела М $V_{\Gamma}^M = 8,1–8,2$ км/с;

в осадочном слое КР $V_{\Pi} = 1,9–5,15$ км/с. С глубиной V_{Π} возрастают от 6,1–6,3 (на поверхности докембрийского фундамента) до 6,75–6,85 км/с (в низах коры). В северной части рифта на участке протяженностью около 100 км прослеживается переходный слой кора — мантия мощностью 2 км ($V_{\Pi} = 7,15$ км/с; $V_{\Gamma}^M = 7,50–7,65$ км/с). Следует отметить, что с увеличением глубины поверхности раздела М величина V_{Γ}^M снижается. Однако пониженные скорости V_{Π} в верхней мантии КР фиксируются до глубин, превышающих 150 км. Основные сведения о глубинном строении ДДП и КР, их сейсмичности приведены в табл. 1.

При рассмотрении разрезов, представленных на рис. 1 и данных табл. 1 можно провести сравнительный анализ рифтовых структур и сделать выводы о сходстве и различиях Днепровско-Донецкого палеорифта и Кенийского рифта.

В осевой части ДДП наблюдался ряд положительных гравитационных аномалий (наиболее интенсивная из них — Черниговская в северо-западной части структуры), вызванных, возможно, интрузиями пород основного состава. Гравитационные максимумы были разделены гравитационными минимумами. Вдоль оси КР непрерывно прослеживается положительная гравитационная аномалия, вызванная массовым внедрением в земную кору (глубины 0–22 км) даек основного состава, ограниченным центральным трогом рифта шириной 40 км [10].

Фланги КР характеризуются пониженным тепловым потоком, осевая часть — повышенным и изменяющимся тепловым потоком, значения которого ассоциируются с разломообразованием и гидротермальной деятельностью. В современном тепловом поле ДДП активизация астеносферы и ее тепловое воздействие на литосферу при образовании палеорифта не фиксируется [3, 5, 7]. Оба рифта ограничены краевыми глубинными разломами, состоящими из систем региональных сбросов, падающих к их приосевой части (амплитуда сбросов 3–4 км).

Сравниваемые структуры различаются мощностями осадочных пород и земной коры — в ДДП этот параметр значительно выше:

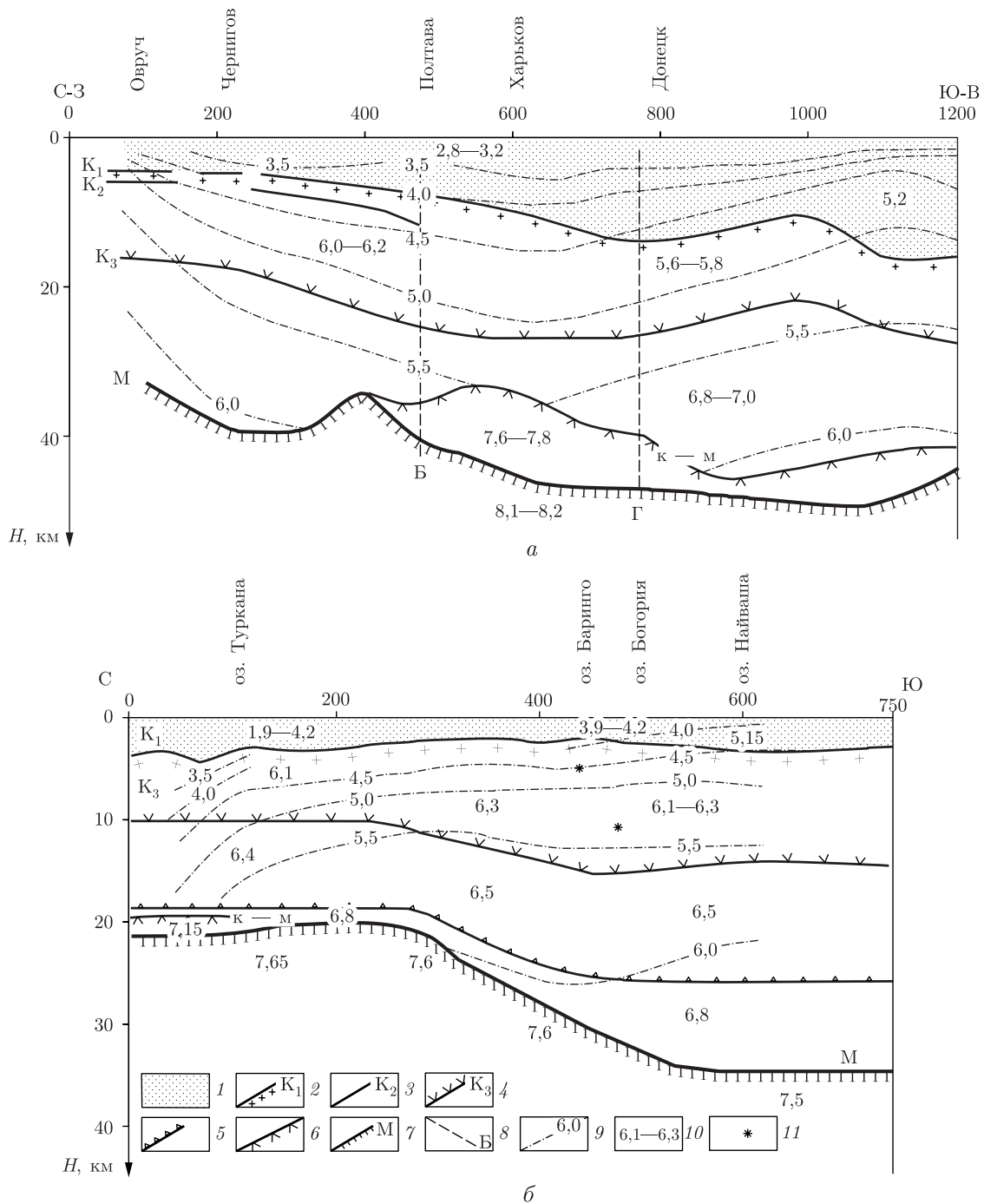


Рис. 1. Сейсмические разрезы земной коры ДДП (а) и КР (б):

1 — осадочный комплекс; 2 — поверхность кристаллического фундамента K_1 ; 3 — отражающая граница внутри "гранитного" слоя K_2 ; 4 — поверхность "базальтового" слоя K_3 ; 5 — поверхность нижнекорового слоя КР, образовавшегося в результате магматического подслаивания в процессе рифтогенеза [12, 13]; 6 — поверхность переходного слоя кора — мантия (к — м) ($V_n = 7,15$ км/с для КР и $V_n = 7,6-7,8$ км/с для ДДП); 7 — раздел М ($V_r = 7,50-7,65$ км/с для КР и $V_r = 8,1-8,2$ км/с для ДДП); 8 — разломы: Б — Криворожский; Γ — Курско-Мариупольский; 9 — изолинии средних скоростей V , км/с; 10 — пластовые скорости V_n , км/с; 11 — очаги землетрясений (КР), пространственно приуроченные к изменению мощности земной коры [13]

мощность осадочного чехла ДДП постепенно уменьшается в северо-западном направлении от 20–22 км в районе Донбасса до 1–2 км в пределах Брагинско-Лоевского выступа консолидированного фундамента;

осадочные породы КР имеют резко подчиненное значение, мощность их изменяется от 2 до 4–5 км. Наблюдается незначительное возрастание мощности осадков от центральной части КР к его северному и южному краям [14].

Мощность земной коры ДДП изменяется от 30 до 45 км и больше. Общая мощность коры, как и мощность осадочного чехла, увеличивается в юго-восточном направлении. Ми-

Таблица 1. Сравнительный анализ глубинного строения, геофизических характеристик и сейсмичности литосферы Днепровско-Донецкой и Кенийской рифтовых структур

Днепровско-Донецкий палеорифт	Кенийский рифт
Время формирования	
Позднедевонское (рифейское)	Неогеновое (поздний олигоцен — ранний миоцен)
Форма и размеры	
Рифты асимметричны, начало формирования — на воздымающихся сводах / развит один широкий осевой рифт	
Длина 1500 км, ширина 70–140 км	Длина осевой впадины 750 км, ширина — 60–80 км
Геофизические характеристики	
В осевой части наблюдается ряд положительных гравитационных максимумов, разделенных отрицательными аномалиями. В целом отмечаются довольно устойчивые значения тепловых потоков (35–75 мВт/м ²)	Вдоль оси прослеживается положительная гравитационная аномалия. Фланги рифта характеризуются пониженным тепловым потоком, осевая часть — повышенным тепловым потоком
Разломы	
Оба рифта ограничены краевыми глубинными разломами, представленными системой региональных сбросов, падающих к их приосевой части (амплитуда сбросов 3–4 км)	
Осадочные породы	
Мощность осадочного чехла возрастает в юго-восточном направлении от 1–2 до 20–22 км	Осадочные породы имеют подчиненное значение, мощность 2–5 км
Скорость (V_n) распространения сейсмических волн	
В осадочном чехле $V_n = 2,1–5,4$ км/с, в консолидированной коре возрастает от 6,2 до 7,0 км/с (в низах коры). В переходном слое кора–мантия $V_n = 7,6–7,8$ км/с. Граничная скорость на поверхности раздела М 8,1–8,2 км/с	В осадочном слое $V_n = 1,9–5,2$ км/с, в консолидированной коре возрастает от 6,1 до 6,85 км/с (в низах коры). В переходном слое кора–мантия $V_n = 7,15$ км/с. Граничная скорость на поверхности раздела М 7,50–7,65 км/с
Мощность (h) земной коры	
Изменяется от 30 до 45 км и больше	$h = 20–34$ км
Магматическая активность	
Перед главной фазой рифтогенеза — начало активности, которая продолжалась около 25 млн лет	В раннем миоцене — начало излияния магмы, которое продолжалось около 25 млн лет
Сейсмичность	
Сейсмогенные зоны в ДДП связаны с разломами и, прежде всего, с краевыми разломами палеорифта	Приурочена к областям гидротермальной и вулканической активности, а также к главным разломам рифта. Фокусы многих землетрясений пространственно сопоставляются с зонами пониженных скоростей

нимальные мощности коры установлены в центральной части палеорифта. Средняя мощность земной коры вдоль линии глубинного сейсмического разреза составляет 39,6 км, что превышает аналогичный параметр рифтов земного шара в целом (36,2 км), но ниже, чем в среднем для континентов земного шара (41,0 км).

Мощность земной коры КР изменяется в пределах от 20–21 км (северная часть) до 34 км (южная часть). Плавное возрастание мощности коры наблюдается в центральной части рифта на участке протяженностью около 150 км. Как и все рифты, КР характеризуется земной корой, утоненной в результате ее растяжения, причем наблюдается корреляция между толщиной коры и величиной растяжения. Так, в северной части рифта ширина рифтовой долины, ограниченной серией краевых глубинных разломов (величина растяжения), составляет 190 км при мощности коры всего 20 км, а в южной его части ширина долины уменьшается до 58 км при увеличении мощности коры до 34 км. Следует отметить, что пределы области утоненной коры (20–34 км), как и зоны пониженных значений граничных скоростей на поверхности раздела М (7,5–7,7 км/с вместо нормальных 8,0–8,2 км/с), ограничены шириной рифтовой долины и областью развития третичных вулканитов на земной поверхности рифта [11, 14]. Средняя мощность земной коры КР вдоль линии сейсмического разреза составляет 26,8 км (на 9,4 км меньше, чем в среднем у рифтов земного шара).

В целом, ДДП относится к асейсмичной территории. Сейсмогенные зоны с M_{\max} (4,5 балл.) связаны с разломными зонами и, прежде всего, с краевыми разломами палеорифта. Сотрясения значительной интенсивности (5,6 балл.) установлены при местных техногенных или тектонических землетрясениях. Сейсмичность КР пространственно приурочена к областям гидротермальной и вулканической активности и к главным и краевым разломам рифта. В районе оз. Баринго (центральная часть КР) максимум сейсмической активности приходится на глубину 5 км [12], в районе оз. Богория (южная часть КР) — на глубину 10 км [13]. Фокусы многих землетрясений пространственно сопоставляются с зонами пониженных скоростей [12]. Повышенный тепловой поток в пределах рифтовой долины, сейсмическая активность, ее концентрация в верхней части земной коры (10–22 км), молодой вулканизм — все это свидетельствует о современной активности КР.

Сравнительная характеристика и сопоставление ДДП и КР показывают, что рассмотренные структуры имеют как общие, так и индивидуальные особенности.

К общим — относятся: преимущественно положительный уровень гравитационного поля, представленный положительной аномалией вдоль оси КР и положительными аномалиями в пределах ДДП; ограниченность рифтов краевыми глубинными разломами; пониженные средние скорости в земной коре и граничные скорости на поверхности раздела М, причем пониженные скорости в верхней мантии фиксируются до глубин, превышающих 150 км; преимущественная приуроченность сейсмичности обеих структур к краевым глубинным разломам. К индивидуальным — относятся различная мощность осадочного чехла и земной коры (повышенная в ДДП и сокращенная в КР) и, по-видимому, различная степень магматической активности.

Таким образом, Днепровско-Донецкий палеорифт и Кинейский рифт имеют больше общих, чем индивидуальных черт, что свидетельствует в пользу их генетического родства.

1. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. — Москва: Недра, 1976. — 279 с.
2. Atmaoui N., Hollnack D. Neotectonics and extension direction of the Southern Kenya Rift, Lake Magadi area // *Tectonophysics*. — 2003. — **346**, No 1./2. — P. 71–83.
3. Чекунов А. В., Гавриш В. К., Кутас Р. И. Геодинамика палеорифтов Украины // *Геол. журн.* — 1990. — № 6. — С. 3–10.

4. Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. Днепровско-Донецкий палеорифт в начале формирования // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1990. – № 1. – С. 21–25.
5. Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Папкевич И. К., Рябчин Л. И. Глубинное строение, модель развития и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого палеорифта // Геотектоника. – 1991. – № 1. – С. 37–47.
6. Гавриш В. К. Глубинное строение и эволюция Припятско-Днепровско-Донецкого и Кенийского рифтов // Геол. журн. – 1985. – **45**, № 6. – С. 10–18.
7. Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. – Киев: Наук. думка, 1980. – 177 с.
8. Ильченко Т. В., Калюжная Л. Т. Скоростная и стратиграфическая модель Днепровско-Донецкого палеорифта (по профилю ГСЗ Решетиловка-Синевка) // Геофиз. журн. – 1999. – **21**, № 1. – С. 85–95.
9. Чекунов А. В. К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы // Геофиз. сб. – 1993. – **16**, № 3. – С. 3–14.
10. Swain C. J. The Kenya rift axial gravity high: a re-interpretation // Tectonophysics. – 1992. – **204**. – P. 59–70.
11. Keller G. R., Prodehl C., Mechie J. et al. The East African rift system in the light of KRISP'90 // Ibid. – 1994. – **236**. – P. 465–483.
12. Tongue J., Maguire P., Burton P. An earthquake in the lake Baringo basin of the central Kenya Rift // Ibid. – 1994. – **236**. – P. 151–164.
13. Tongue J. A. Tomographic study of local earthquake data from the lake Bogoria region of the Kenya Rift Valley // Geophys. J. Int. – 1992. – **109**. – P. 249–258.
14. Mechie J., Keller G. R., Prodehl C. et al. Crustal structure beneath the Kenya rift from axial profile data // Tectonophysics. – 1994. – **236**. – P. 179–200.

*Институт геофизики им. С. И. Субботина
НАН Украины, Киев*

Поступило в редакцию 13.08.2007