

Д. Н. Деренюк¹

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЗОВСКОГО МОРЯ И КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Признаки сейсмичности региона выделены на основании его геоструктурных особенностей и характеристик физических полей.

Последнее время ведется интенсивное хозяйственное освоение акватории Азовского моря, связанное с разведкой и добычей углеводородного сырья; северное побережье Керченского полуострова перспективно как рекреационный регион, наконец, здесь расположены многочисленные населенные пункты. Учитывая тот факт, что этот район входит в состав Крымско-Черноморского сейсмического региона, необходимо иметь представление о его потенциальной сейсмичности.

Геологические признаки сейсмичности являются выражением связи геологического строения и истории развития геотектонических элементов с проявлениями сейсмичности. Количество этих признаков достаточно велико, а их комбинация в конкретном регионе сугубо индивидуальна. В этой связи при анализе геодинамической обстановки региона особое внимание должно уделяться тем геодинамическим факторам, которые могут вызывать концентрацию в определенных местах касательных напряжений в литосфере. Это и является основным критерием отбора особенностей геологического строения и физических полей в качестве геологических признаков сейсмичности [9].

В зависимости от того, какие свойства геологического пространства они отражают, геологические признаки сейсмичности могут быть разделены на группы, например, геофизические, структурно-тектонические, геоморфологические, геодинамические и т. д. Кроме того, они подразделяются на общие, связанные с сейсмическими объектами масштаба сейсмогенных зон и используемые для их прогнозирования, и частные, являющиеся индикаторами отдельных очагов или очаговых групп.

В пределах характеризуемого региона можно выделить оба комплекса геологических признаков сейсмичности, как общих, так и частных, принадлежащих к различным генетическим группам. Однако прежде необходимо коротко отметить некоторые черты геологического строения описываемой площади, необходимые для понимания ее геодинамики.

Южную часть Азовского моря и большую часть Керченского полуострова занимает выполненный толщей терригенно-глинистых образований

© Д. Н. Деренюк¹:

¹ Южный отдел УкрГГРИ, Симферополь, Украина.

олигоцена — нижнего миоцена (майкопская серия) и карбонатно-глинистыми отложениями миоцена — плейстоцена суммарной мощностью до 10–13 км Индоло-Кубанский прогиб, расположенный между Скифской плитой и горным сооружением альпийской складчатой области.

Индоло-Кубанский прогиб является наложенной структурой и имеет в своем основании разновозрастный фундамент. На юге его основание слагают дислоцированные образования нижнего мезозоя (скв. Шубинская-7); по линии глубинных разломов они сочленяются с палеозойским складчатым комплексом, развитым севернее (скв. Нижнегорская-6, Усть-Салгирская-1).

Осевая линия Индоло-Кубанского прогиба, по геофизическим данным, проходит в Азовском море севернее побережья Керченского и Таманского полуостровов. Глубина поверхности фундамента здесь достигает 12 км в двух максимумах (у Керченского полуострова и в пределах Темрюкского залива). Максимальная мощность майкопа составляет около 5000 м.

По неогеновым и четвертичным отложениям осевая часть прогиба смещается на 10–15 км к северу, их мощность в этой зоне достигает 4000 м (севернее Таманского полуострова).

Восточнее Параболического гребня на Керченском полуострове также наблюдается значительное увеличение мощности этого комплекса отложений, что вызвано развитием наложенного поперечного меридионального Керченско-Таманского прогиба. Таким образом, по сравнению с майкопским, в среднемиоцен — плейстоценовое время меняется соотношение структурных планов.

Материалы проводившихся на Керченском и Таманском полуостровах в 70-е и начале 80-х годов геофизических работ и параметрического бурения позволили установить здесь наличие с одной стороны комплексов верхнеюрских образований, аналогичных таковым в Горном Крыму, и с другой — мел-палеоценовых пород, близких к развитым в пределах складчатой системы Северо-Западного Кавказа [2]. На этом основании горно-складчатое сооружение восточной части Горного Крыма и Большого Кавказа относится к единой ветви альпид, что дает основание формирующуюся в олигоцен-миоценовое время депрессию Индоло-Кубанского прогиба рассматривать в качестве краевого прогиба этой системы.

Перекрывающая структуры молодой платформы и расположенная севернее Владиславовско-Восходовского на западе и Темрюкского разлома на востоке северная часть прогиба относится к внешней его зоне. Она характеризуется сравнительно спокойным строением. В олигоценном структурном этаже здесь, как правило, развиты малоамплитудные криптодиапировые складки, чье формирование обусловлено процессами глинокинеза. Тесно связанные с морфологией фундамента погребенные структуры получают широкое развитие в нижних горизонтах чехла.

Сочетание двух структурообразующих факторов — сдвиговых деформаций доолигоценного субстрата и процессов глинокинеза обусловили гораздо более сложное строение внутренней зоны прогиба. В нижних горизонтах олигоцена это привело к образованию сложных брахиформных складок, группирующихся в несколько линий. Это высокоамплитудные и осложнен-

ные системой синкинематичных с ними разрывов структуры. Этим формам в верхних слоях олигоцена соответствуют криптодиапировые и диапировые складки. Последние осложнены “вдавленными” синклиналиями, образовавшимися вследствие грязевулканической деятельности как структуры компенсационного прогибания.

На территории Керченского полуострова развиты складчатые структуры Индоло-Кубанского прогиба с субширотной ориентировкой осей. В южной части они меняют простирание на северо-восточное. Складки эти приразломные и связаны с надвигообразованием, возникшем также в результате продольного сжатия северо-западной ориентировки. Под воздействием такого же механизма образовались складки к югу от Керченского полуострова и в пределах впадины Сорокина.

На севере Керченского полуострова в породах майкопской серии складки образовались в результате продольного сжатия, ориентированного субмеридионально.

В пределах Азовского моря с запада на восток выделяются следующие субмеридиональные глубинные разломы [3]: Мелитопольско-Нижегородский, Корсаково-Феодосийский, Ждановско-Керченский, Кальмиус-Джигинский. Это простирающиеся на сотни километров зоны дробления коры шириной до 15–20 км, расширяющиеся в верхних горизонтах до 40 км. Субширотное простирание имеют Приазовский, Главный Азовский и Южноазовский глубинные разломы.

Южноазовский глубинный разлом, с “корнями” до 100 км выделяется к северу от Керченского полуострова на территории Азовского моря. Амплитуда смещения по нему постепенно убывает снизу вверх от 20 км на уровне астеносферы до 1,5–2 км на поверхности фундамента. По зоне разлома возможны активные подвижки, поскольку здесь энергетически активная астеносфера нарушена. В. В. Юдин [11] интерпретирует этот разлом как ретронадвиг, связанный с Северочерноморским надвигом, образование которого связано с поддвигом под складчатое сооружение горного Крыма коры Черного моря.

Из характерных особенностей геофизических полей следует отметить следующие.

Через восточную часть Равнинного Крыма, Азовское море и Предкавказье на протяжении около 600 км прослеживается Азово-Майкопская полоса положительных аномалий силы тяжести в редукции Буге, состоящая из ряда крупных максимумов.

Крупный по интенсивности и размерам минимум отрицательных изостатических аномалий прослеживается в Индоло-Кубанском прогибе в южной части Азовского моря и прилегающих районах Керченского и Таманского полуостровов [2]. Параллельно этой зоне к югу от нее проходит более узкая субширотная полоса положительных значений гравитационного поля, характеризующаяся более дифференцированными аномалиями.

Далее зона положительных аномалий протягивается южнее Керченского пролива по направлению к Анапе, где наблюдается аналогичный Горному Крыму положительный максимум.

В западной части Индоло-Кубанского прогиба в Азовском море между Арабатской стрелкой и м. Казантип зафиксирована интенсивная магнитная аномалия. Вызвана она, ввиду немагнитности пород мезо-кайнозойского комплекса, по-видимому, интрузивным телом.

Наконец, по данным морфометрических исследований [6] современный рельеф многих участков дна к югу от Южно-Азовского разлома формировался и, видимо, продолжает формироваться под влиянием эндогенных факторов.

Несколько слов о сейсмичности интересующего нас района. Керченско-Таманская очаговая зона, по своим сейсмологическим особенностям относимая к Крымско-Черноморскому сейсмическому региону, по инструментальным данным не отличается особой активностью. Вместе с тем, исторические данные свидетельствуют о происходивших там катастрофических землетрясениях, магнитуда которых, по данным В. Е. Кульчицкого и Б. Г. Пустовитенко [7], могла достигать 6,9 баллов.

Землетрясениям и оценке сейсмической опасности Керченского полуострова долгое время не уделялось должного внимания, хотя в ряде прежних публикаций отмечалось существование очагов не только вблизи Феодосии, но и вблизи Керчи. Так, уже в 1946 г. Г. П. Горшков и А. Я. Левицкая указывали на большие группы очагов, обнаруженные вблизи Керчи [4].

На основании имеющихся к середине прошлого столетия сведений интенсивность землетрясений на западном берегу Керченского пролива была определена в 9 баллов по шкале Рихтера. Именно об этом свидетельствовало письменное сообщение от II в. н. э. и свидетельство археологов о том, что землетрясение, разразившееся в 63 г. до н. э. на территории Боспорского государства, вызвало катастрофические разрушения городов [3].

Разрушения I в. до н. э. в ряде пунктов северного побережья Керченского полуострова, как это устанавливается в раскопках античных поселений, также были вызваны 8–9 балльными толчками. Это позволяет ставить вопрос также о разрушительном землетрясении с эпицентром вблизи северного побережья Керченского полуострова.

Во многих пунктах Керченского полуострова к настоящему времени известны сейсмические разрушения второй половины III в. н. э. [1]. Вызвавшее их землетрясение в восточной части полуострова оценивается в 9 баллов по шкале Рихтера, на полуострове Казантип — около 8 баллов.

Иными словами, античные поселения подвергались землетрясениям разрушительной силы на побережье Керченского полуострова. Основываясь на имеющихся сведениях о характере воздействия каждого из упомянутых землетрясений в пунктах Керченского полуострова, глубину очагов можно оценить в 20–40 км, а магнитуду в $7 \pm 0,5$.

Эпицентральные области землетрясений, скорее всего, располагались в Керченском проливе, однако нельзя исключить и возникновение очагов и к северу от северного побережья Керченского полуострова (например, землетрясения I в. до н. э.).

Исследованиями последних лет показано, что отсутствие сейсмостатистики по этому району объясняется не его асейсмичностью, а невозможностью существующей сети станций Крыма регистрировать землетрясения

Керченского полуострова и южной части Азовского моря с $K \leq 11$, вследствие интенсивного затухания сейсмической энергии в осадочном чехле Индоло-Кубанского прогиба. Сейсмические станции, расположенные на территории Горного Крыма и его обрамления, оказались “изолированы” мощной толщей рыхлых отложений и более глубокими тектоническими нарушениями от очаговых зон Азовского моря [11].

В 1981 г. в п. Щелкино (примерно в 5 км от Крымской АЭС) была открыта новая сейсмическая станция “Казантип”, которая за период с 1982 по 1988 гг. зарегистрировала около 100 землетрясений в диапазоне энергетических классов $K = 6 - 10$ с эпицентрными расстояниями 5–50 км, преимущественно 0–20 км. Наиболее значительными были ощутимые землетрясения 8–10 апреля 1987 г. с $K = 10$, сопровождавшиеся серией более слабых толчков. Всего за период 8–10 апреля произошло 25 землетрясений в диапазоне энергетических классов $K = 7 - 10$ с разностью времени пробега продольных и поперечных волн от 1,8 с до 4,7 с.

Зарегистрированные ст. “Казантип” землетрясения за период 1982–1988 гг. не являются единственными свидетельствами местной сейсмической активности. В южной части Азовского моря отмечены землетрясения энергетического класса 10–11, например: в 1957, 1961, 1968, 1972, 1978, 1979, 1988 годах. Все очаги находятся в полосе, прилегающей к Южно-Азовскому разлому.

Большая часть сейсмологической информации, собственно по слабой сейсмичности, относятся к периоду после 1968 г. Анализ сейсмического материала за последние годы по землетрясениям с энергетическим классом $K \geq 10$ показал, что по величине выделившейся энергии (ΣE , дж) и числу произошедших событий ΣN южная часть Азовского моря сопоставима с центральной частью Черноморско-Крымского региона (Ялтинский и Алуштинский районы, традиционно считавшиеся основной сейсмически энергоемкой частью региона с максимально наблюдаемой и расчетной магнитудой $M \approx 7,0 / \lg E \approx 16$ с $J \approx 9$ баллов).

За небольшой срок наблюдений зарегистрировано значительное число сейсмических событий, большая часть из которых представляет почти непрерывные колебания почвы. Особенно повышенным сейсмический фон (шум) был в период времени активизации грязевулканической деятельности в Азовском море в августе — сентябре 1988 г. В это время ощущались подземные толчки с силой до 3 баллов в ст. Голубицкая и в г. Темрюк. Перед этим 24 августа в 23 часа в море вблизи ст. Голубицкая наблюдали столб пламени, а утром в 300 м от берега появился остров.

К числу общих признаков сейсмичности азовской части Крымско-Черноморского сейсмического региона относятся:

— область сочленения Скифской плиты и керченско-таманской части альпийской складчатой области, имеющих различные прочностные свойства геологической среды и тектонический режим;

— зона активного глубинного Южно-Азовского разлома, которым выражена эта область сочленения;

— парные остаточные изостатические аномалии, одна из которых (отрицательная) находится на территории Азовского моря, а другая (положитель-

ная) охватывает Керченский полуостров и прилегающую с юга часть Черного моря, причем движения в этих областях направлены не на достижение изостатического равновесия, а наоборот, к увеличению раскомпенсированности, что надо объяснять действием иных глубинных тектонических сил, связанных с эволюцией Альпийского складчатого пояса, в частности с меридиональным сжатием;

— повышенная скорость новейших тектонических движений, достигающая 0,5 мм в год;

— широкое развитие на территории Керченского полуострова и Азовского моря современного грязевого вулканизма. Надо отметить, что он прямо указывает лишь на повышенную тектоническую активность и наличие в глубине повышенного всестороннего давления. Но его действенность в сейсмопрогностическом плане повышается в связи с перманентностью этого процесса от донеотектонического этапа до наших дней.

Набор частных признаков сейсмичности значительно более обширен, что вполне закономерно, так как частных черт всегда значительно больше, чем общих. Частные геологические признаки сейсмичности представлены гравитационными ступенями, разрывными нарушениями и местами (узлами) пересечения крупных региональных структур, развитием поперечных структур. При их отборе кроме геодинамического критерия использовался и сейсмологический, а именно эпицентры землетрясений в южной прикрымской части Азовского моря и у побережья Казантипа.

К геофизическим признакам сейсмичности относятся области сопряжения положительных и отрицательных изостатических аномалий [12]; зоны повышенных градиентов в аномальном поле силы тяжести, которые могут указывать на различие физических свойств различных блоков литосферы или на разные их высотные отметки, или на то и другое вместе; области аномальных вариаций магнитного поля; локальные области повышенных скоростей сейсмических волн в коре и верхней мантии; оси линейных неоднородностей физических полей. Последние рассматриваются в качестве признаков сейсмичности в том аспекте, что они трассируют зоны глубинных разломов и границы между блоками.

Из частных признаков сейсмичности исследуемой территории можно выделить следующие:

— зона сочленения парных изостатических аномалий, проходящая широкой полосой с юго-востока на северо-запад Керченского полуострова;

— области высоких горизонтальных градиентов силы тяжести. На Керченском полуострове градиентная зона простирается параллельно Парпачскому разлому, располагаясь к югу от него;

— зоны тектонически активных разломов глубокого заложения северо-западного и северо-восточного простирания, пересекающих толщу пород на глубину нескольких километров;

— наличие высокоградиентных зон новейших тектонических движений в области сочленения структур Горного Крыма и Скифской плиты;

— наличие наложенного поперечного меридионального Керченско-Таманского прогиба;

— изгиб простирания Южно-Азовского разлома, где при сдвиговых перемещениях могут возникать зоны концентрации касательных напряжений;

— эпицентры древних землетрясений (2000–1700 л. н.) в Керченском проливе и южной части Азовского моря.

Из перечисленных частных геологических признаков сейсмичности особого внимания заслуживает зона сочленения гравитационных аномалий (так как этот признак является и геофизическим, и геодинамическим) и изгиб простирания Южно-Азовского разлома. Возможно, что в месте изгиба находится ненарушенная область между двумя кулисообразными швами глубинного разлома. В таком случае здесь наиболее вероятно образование нового разрыва и выделение сейсмической энергии. При наличии единого шва выступающие части разлома при правых сдвигах могут играть роль конترفоров, в пределах которых также будет происходить концентрация напряжений.

Приведенный выше набор признаков сейсмичности, по мнению автора, свидетельствует в пользу того, что южноазовскому региону должно быть уделено более пристальное внимание с точки зрения сейсмической опасности. Следует отметить, что для уверенного определения комплекса признаков сейсмичности и выделения сейсмогенерирующих структур необходимо проведение комплексных сейсмотектонических работ.

1. Аракелян Ф. О. Исследование раскопок античных сооружений на Керченском полуострове для оценки интенсивности разрушительных землетрясений. Изв. АН СССР, 1983. — Т. XXXVI, № 4. — С. 23–30.

2. Артемьев М. Е., Бунэ В. И., Камбаров Н. Ш. Использование данных о нарушениях изостатического равновесия для выделения сейсмоопасных зон Крымско-Кавказского региона / Изв. АН СССР, Физика земли, 1972. — № 11. — С. 8–27.

3. Блаватский В. Д. Землетрясение 63 г. До н. э. на Керченском полуострове // Природа. — 1977. — № 6. — С. 14–18.

4. Горшков Г. П., Ливицкая А. Я. Некоторые вопросы сейсмотектоники Крыма / Докл. АН СССР. — 1946. — Т. 54, № 3. — С. 42–55.

5. Деренюк Д. Н., Пасынков А. А. Методика и результаты морфоструктурных исследований Азово-Черноморского бассейна на основе компьютерной обработки данных батиметрии / Збірник наукових праць Українського державного геологорозвідувального інституту, 2004. — № 2. — С. 137–141.

6. Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е., Борисенко Л. С. и др. Сейсмическая обстановка в северо-западной части Керченского полуострова / Докл. АН СССР, сер. Б. геол. хим. и биол. науки. — 1988. — № 6. — С. 31–46.

7. Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е. О сейсмичности района Крымской АЭС / Докл. АН СССР, сер. Б, геол. хим. и биол. науки. — 1989. — С. 78–85.

8. Самарский А. Д. Основные черты геологического строения и складчатость Керченско-Таманской зоны: автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. — Львов, УкрНИГРИ, 1983. — 20 с.

9. Тихоненков Э. П. Геологические признаки сейсмичности северо-западной части Черного моря. Геология и полезные ископаемые Черного моря. ООО "Карбон — ЛТД", 1999. — С. 290–294.

10. Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Усенко В. П., Григорьев А. В. и др. Геология Азовского моря. — К.: Наук. думка, 1974. — 246 с.

11. Юдин В. В. Геология Крыма на основе геодинамики. — Сыктывкар, 2000. — 42 с.

Ознаки сейсмічності регіону виділені на основі його геоструктурної будови та характеристик фізичних полів.

The signs of seismicity of the region based on the peculiarity of its geological structure and physical fields are singled out.