

УДК 550.348+551.311

Б. Г. Пустовитенко, В. Н. Тростников

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КРЫМУ С ТЕКТОНИКОЙ

Вопрос о связи сейсмичности Крыма с тектоникой обсуждался исследователями [10, 15, 26, 28 и др.]. При этом, однако, с тектоникой сравнивалось только расположение очагов землетрясений, происшедших в основном за период 1927—1950 гг. Выявление и оценка сейсмичности только на основе распределения землетрясений средней интенсивности за малый срок наблюдений могут быть ошибочными, поскольку из поля зрения выпадают участки территорий, находящиеся во временном сейсмическом «затишье». Как показано в работе [30], области наибольшей сейсмической активности в Крыму не остаются стабильными в пространстве и во времени. Последние 50 лет характеризовались «затишьем» для восточной части Крыма и активизацией центральной, а затем — западной частей. В связи с этим при исследовании необходимо в качестве исходных данных использовать также сведения о разрушительных и ощутимых землетрясениях прошлого. Помимо этого, необходимо учитывать и распределение очагов слабых землетрясений, которые характеризуют фоновую сейсмическую активность и общий сейсмический режим и указывают на места наибольших нарушений в земной коре. Важную информацию о тектонических движениях возможно получить изучением механизмов очагов сильных и слабых землетрясений. Подобный синтез исходного материала может наиболее полно отобразить сеймотектоническую картину района.

В последние годы на основе сбора и обобщения всех макросейсмических сведений [12], обработки инструментальных наблюдений высокочувствительными приборами появились новые данные распределения эпицентров сильных и многочисленных слабых землетрясений, миграции очагов [29, 30] и механизма снятия напряжений в очагах землетрясений Крыма. Существенно изменились и дополнились представления о тектонике Крыма и прилегающей акватории Черного моря [4, 9, 41 и др.].

В настоящей работе на основе новых данных предпринята попытка показать генетическую связь тектонических и сейсмических процессов, протекающих в изучаемом регионе. Выявление такой связи необходимо как для определения наиболее активных участков земной коры и более обоснованного подхода к сейсмическому районированию, так и для уточнения глубинной тектоники по сейсмологическим результатам.

Исходные данные. Для решения поставленной задачи использован большой статистический материал сейсмических наблюдений, начиная с 63 г. до н. э. Были построены отдельно карты по данным «Сводного каталога» сильных землетрясений Крымско-Таманского региона [12] ($K=10\div 16$) и наблюдений над слабыми землетрясениями за период 1952—1975 гг. (рис. 1) ($K=5\div 12$).

Раздельное построение карт было вызвано различием исходного материала по точности определения координат эпицентров и представительности землетрясений. Для периода наблюдений с начала XIX в. до 1952 г. представительными можно считать землетрясения с $E=10^{11}$ Дж

($K=11$, $M=4$), ошибки в определении координат составляют от $0,1$ до $0,5^\circ$ [12, 29]. За более древние времена, т. е. до начала XIX в. о представительности землетрясений трудно судить, поскольку располагаем только случайными сведениями об ощущаемости отдельных очень сильных землетрясений, восстановленными по археологическим раскопкам или по описаниям в летописях. Определение координат произведено с точ-

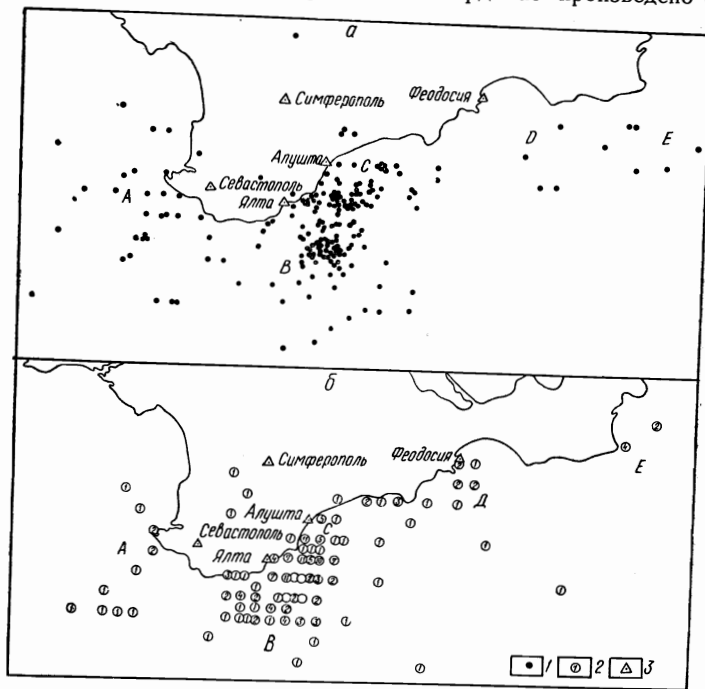


Рис. 1. Схематические карты эпицентров землетрясений Крыма периоды: а — 1952—1975 гг., б — 63 г. до н. э.—1952 г.; 1 — эпицентры слабых землетрясений за 1952—1975 гг., 2 — эпицентры землетрясений за период 63 г. до н. э.—1952 г. (цифры в кружках показывают количество землетрясений, имеющих одинаковые координаты эпицентров), 3 — сейсмические станции.

ностью до $0,2-0,5^\circ$ [12]. За период 1952—1975 гг. представительными для всего региона становятся землетрясения с $E=10^8$ Дж ($K=9$, $M \sim 3,0$) при точности определения координат очагов — $0,05^\circ$ для прибрежной части; с удалением эпицентров в море погрешности возрастают, достигая $0,1^\circ$ [12]. Учитывая, что радиус представительности землетрясений с $E=10^8$ Дж ($K=8$) около 120 км, можно считать, что на краях региона и в южной части центральной зоны некоторые слабые землетрясения ($K \leq 8$) могли быть пропущены, а координаты других определены с погрешностью более $0,1^\circ$.

Для сравнительного анализа была взята тектоническая схема, в основе которой положены все накопленные за последние 10—15 лет геолого-геофизические материалы, обосновывающие тектонические элементы Крыма [3, 4, 9, 11, 16—18, 21, 27, 35, 40—44].

На рис. 2 представлены совмещенные карты эпицентров (рис. 1, а, б) и тектоническая схема Крыма. Поскольку на тектонических картах расположение отдельных элементов глубинных разломов в прибрежной части Крыма дается схематично, продление разломов в сторону моря в некоторых случаях осуществлено совмещением их трасс с наибольши-

ми сгущениями эпицентров слабых землетрясений карты (рис. 1, а), так как она наиболее полно и точно отражает проявление фоновой сейсмической активности в регионе. Механизм очагов землетрясений определен по методике А. В. Введенской [7]. Деление региона на сейсмоактивные зоны принято по работе [32]. Чтобы придать один вес всем глубинным разломами, на рис. 1 а, б все эпицентры обозначены одинаково без града-

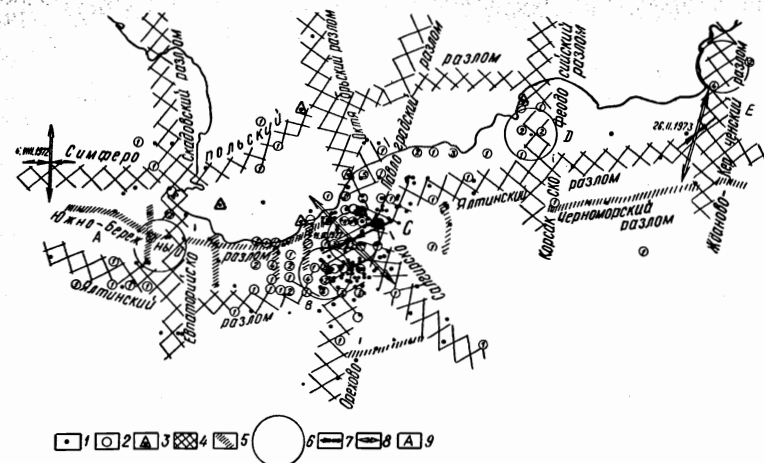


Рис. 2. Региональная тектоника Крыма и сейсмичность. 1 — эпицентры землетрясений за период 1952—1975 гг., 2 — за период 63 г. до н. э.—1952 г., 3 — сейсмические станции, 4 — предполагаемые зоны глубинных разломов первого порядка (подкорковых заложения), 5 — второго порядка (корового заложения), 6 — землетрясения с $M \geq 6$, 7 — направление осей сжатия в очагах землетрясений, 8 — направление осей растяжения в очагах землетрясений, 9 — сейсмоактивные зоны региона.

ции их по энергии. Только самые сильные разрушительные землетрясения с $M \geq 6$ нанесены (рис. 2) радиусом, соответствующим возможному радиусу очага.

Анализ сейсмичности и элементов глубинной тектоники. Рассматривая совместно две карты эпицентров за 23 года (рис. 1, а) и 20 веков (рис. 1, а, б), можно отметить, что землетрясения происходят по всей площади региона, но распределяются не равномерно, а имеют тенденцию к группированию. При этом наблюдается относительная устойчивость распределения их по площади региона, что наводит на мысль о существовании длительного единого процесса, вызывающего слабые и сильные землетрясения.

Сопоставим карты эпицентров с тектонической схемой Крыма и прилегающей к нему части Черноморской впадины, рассмотрев подробно отдельные элементы тектоники.

Как известно, Горный Крым испытывает дифференцированные вертикальные движения, связанные с интенсивными напряжениями в коре и подкорковом веществе, а также с перераспределением подкорковых масс. В настоящее время Горный Крым претерпевает поднятие со скоростью порядка 4 мм в год, в то время как дно Черного моря, по-видимому, опускается с еще большей скоростью. Перераспределение глубинных масс верхней мантии является причиной изменения силы тяжести и интенсивных тектонических движений, сейсмических проявлений и теплового излучения. Все это должно иметь максимальный выход в зонах глубинных разломов, как наиболее ослабленных участках земной коры и верхней мантии [6, 8, 33, 37].

В настоящее время считается установленным, что земная кора в целом, в том числе и в пределах Восточно-Европейской и Скифской платформ, Горного Крыма и субокеанической впадины Черного моря, имеет блоковое строение [9, 36]. Определяющее значение при формировании геологических структур первого порядка — блоков земной коры с весьма различной историей и режимом тектонических движений — имеют глубинные и другие крупные разломы.

Глубинные разломы на юге Европейской части СССР располагаются по вполне определенным направлениям и образуют две закономерные системы: субмеридиональную (по времени заложения дорифейскую) и субширотную (поздне-протерозойского заложения). Как считает В. Б. Соллогуб [35], главенствующую роль в тектонике Причерноморья играют поперечные разломы. Многие из поперечных глубинных разломов, установленных на Восточно-Европейской платформе в пределах Украинского щита, прослеживаются на юге не только на Скифской платформе, но и в Горном Крыму и сопредельных с ним участках. Как отмечал А. В. Чекунов [40], прослеживание глубинных разломов через несколько различных геотектонических зон, земная кора которых неоднократно подвергалась перестройке, геосинклинальной переработке и метаморфизму, свидетельствует об очень большой глубинности разломов, проникающих в мантию Земли, очевидно, на такие глубины, на которых уже не проявляется действие процессов, непосредственно преобразующих земную кору в ходе ее развития.

Одним из наиболее протяженных древних линейментов, входящих в систему региональной поперечной зональности юга Европейской части СССР по А. В. Чекунову, является Орехово-Павлоградский глубинный разлом, который им трассируется через Павлоград—Мелитополь—Белогорск—Черное море—Анкару до озера Туз в Турции [40, 41]. Зона разлома имеет ширину порядка 20 км [39]. В Горном Крыму наиболее вероятным продолжением разлома является бассейн р. Тонас, где происходит резкая смена фаций отложений верхней юры, флишевых к востоку от нарушения и преимущественно карбонатных к западу от него [20, 41].

О продолжении этого разлома на юг, по мнению А. В. Чекунова, может свидетельствовать пережим крупных гравитационных аномалий, установленных исследованиями Ю. Д. Буланже и его сотрудников в глубоководной части Черного моря. В Турции к зоне разлома, возможно, приурочен субмеридиональный Ангарский прогиб [41].

В области континентального склона Черного моря, в зоне Орехово-Павлоградского глубинного разлома изобаты резко изгибаются перпендикулярно берегу. К этому разлому приурочена основная масса эпицентров крымских землетрясений Ялтинской и Алуштинской зон очагов (зоны В и С, рис. 2). Ширина зоны глубинного разлома в области повышенной сейсмической активности составляет 15—17 км. Интересно отметить, что по данным морской сейсморазведки (МОВ СЦЛ) по опорному отражающему горизонту, отождествляемому с размытой поверхностью пород таврической серии, в шельфовой зоне и северной части материкового склона выделяется ряд субширотных нарушений, близких к зоне глубинного Орехово-Павлоградского разлома [13].

Расположение эпицентров землетрясений внутри Орехово-Павлоградского глубинного разлома неравномерно, что свидетельствует о сложном его внутреннем тектоническом строении, особенно в узле сочленения этой зоны с сопутствующим субмеридиональным Салгирско-Октябрьским и субширотным Ялтинским разломами. Так, по аномалиям в поглощении поперечных сейсмических волн было найдено две возможные границы раздела глубинной среды между Ялтой и Алуштой и в прибрежной части вблизи Алушты [32] (рис. 3).

Распределение плотности эпицентров слабых землетрясений показывает места наибольшей тектонической активности внутри общей зоны нарушений (рис. 3, aa' , bb' , cc'). Именно с линиями bb' и cc' совпадает направление проекций плоскостей подвижек при землетрясениях 1927 г.

Выделенные элементы, вероятно, можно отнести к неотектонике в пределах древних ослабленных зон глубинных разломов. Орехово-Павлоградский разлом в области шельфа и континентального склона пере-

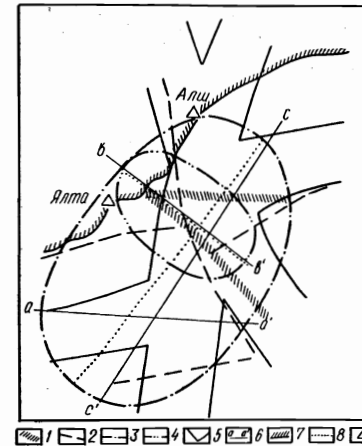


Рис. 3. Внутренняя структура узла сочленения Орехово-Павлоградского, Салгирско-Октябрьского и Ялтинского глубинных разломов. 1 — зона нарушений, найденная по поглощению поперечных сейсмических волн [32], 2 — разломы по работе [27], 3 — контур очаговой области (зоны афтершоков) землетрясения 11 сентября 1927 г. ($M=6,8$), 4 — контур очаговой области землетрясения 26 июня 1927 г. ($M=6,0$), 5 — контур узла сочленения зон глубинных разломов, 6 — предполагаемые разрывные нарушения по распределению плотностей эпицентров, 7 — граница береговой линии Крыма, 8 — проекции плоскостей разрывов землетрясений 26 июня и 11 сентября 1927 г., 9 — сейсмостанции.

секает Салгирско-Октябрьский глубинный разлом северо-западного простирания, который был заложен в байкальское время [44].

Салгирско-Октябрьский глубинный разлом является поперечным к структурам Крыма и разделяет его на западную и восточную части [27, 44]. Вдоль этого разлома происходит кулисообразное сочленение основных структур Горного Крыма: Восточно-Крымский синклиниорий контактирует с Качинским антиклинорием, а Туакский антиклинорий — с синклиниорием юго-западного Крыма [22]. В юго-юго-восточном направлении разлом прослеживается в море [9, 27]. Он был прослежен морскими геофизическими работами вблизи побережья, а продолжение разлома зафиксировано на морских профилях ГСЗ, где он отмечался в виде сброса с опущенным восточным крылом [23, 24, 39]. Кроме того, в море Салгирско-Октябрьский разлом хорошо трассируется по геомагнитному полю в направлении на Батуны [19, 42]. Высказывается мнение о том, что этот разлом является сдвигом, по которому западная часть Крыма смещена на юг [43], но существует предположение, что движение по этому нарушению было иным: к северо-западу оказалась смещенной восточная часть Крыма [14].

Салгирско-Октябрьский разлом в узле пересечения его с Орехово-Павлоградским характеризуется повышенной плотностью эпицентров, но в пределах материкового участка Крыма он считался асейсмичным. Однако в августе 1975 г. в зоне разлома произошло землетрясение с энергией 10^9 Дж и с координатами эпицентра: $\varphi=34,2^\circ$, $\lambda=45,2^\circ$ и глубиной очага $h=30$ км.

На основе комплексных геолого-геофизических данных этот район выделен в относительно сейсмически опасный [5]. Возможно, Салгирско-Октябрьский разлом проявляет активность, но при этом энергия отдельных толчков лежит за пределами уверенной регистрации имеющимися в Крыму сейсмическими приборами. Поэтому возникает необхо-

димось в проведении специальных сейсмических наблюдений на этом разломе.

С запада Крым ограничивает древний субмеридиональный Евпаторийско-Скадовский разлом северо-северо-западного простирания, который имеет ширину 15—25 км [44]. На южном склоне Украинского щита он хорошо выражен в магнитном поле в форме Скадовско-Херсонской аномалии. В Черном море с ним связан резкий изгиб изобаты континентального склона к югу от Балаклавы [41]. С этой зоной глубинного разлома в целом совпадает Севастопольская группа очагов (зона А).

К востоку от Орехово-Павлоградского разлома четко картируется по данным наблюдений за современными движениями на юге Восточно-Европейской платформы и в Азовском море — по гравитационным ступеням [26] Корсакско-Феодосийский глубинный разлом [9, 34]. На юге это нарушение, по-видимому, ограничивает с востока горное сооружение Крыма. Магнитная съемка на акватории Черного моря показала [19], что Корсакско-Феодосийский разлом тянется и дальше к югу, рассекая Алуштинско-Батумскую зону магнитных аномалий и обуславливая проявление здесь значительных сдвиговых смещений [44]. В акватории Черного моря с этой зоной хорошо увязывается немногочисленная Феодосийская группа эпицентров землетрясений (зона Д). В 1615 г. в районе Корсакско-Феодосийского разлома произошло ощутимое ($I=8\pm 1$, b) землетрясение с $M\sim 6$.

Восточное ограничение Крымского полуострова [9] — Ждановско-Керченский глубинный разлом [9, 33, 41] — по данным наблюдений за современными движениями позволяет проследить те же зоны поднятий и опусканий на юге Восточно-Европейской платформы, что и Корсакско-Феодосийская зона нарушений, но только с востока. На юге разлом обуславливает погружение структур Большого Кавказа к западу, а также смену простирания складок южного борта Индоло-Кубанского прогиба при одновременном изменении общего характера складчатости [9, 41]. К этому разлому приурочен эпицентр сильнейшего землетрясения 63 г. до н. э. с $M=6-7$ и интенсивностью в 7—9 баллов и несколько более слабых.

Кроме субмеридиональных разломов, в Крыму известны и субширотные глубинные разломы, которые с юга, юго-запада и севера ограничивают Горный Крым. По этим разломам часто происходило внедрение в верхние горизонты земной коры пород магматического комплекса, которые обуславливают локальные гравитационные, а также линейные магнитные аномалии [8, 16, 17, 19, 25].

Горный Крым от Скифской платформы отделяется Симферопольским глубинным разломом [9, 17, 25], который в виде полосы шириной 15—20 км прослеживается от Феодосии, западнее Симферополя, через Севастополь и далее в Черном море. В этой зоне глубинного разлома наблюдается резкая смена градиентов новейших тектонических движений, а также цепочка линейных локальных аномалий гравиманитного поля, которые объясняются многочисленными внедрениями магматических пород.

С зоной Симферопольского глубинного разлома увязываются несколько эпицентров землетрясений прошлого на суше и в море. Этот разлом, по-видимому, должен испытывать неотектонические движения, но они очень слабы (разлом в значительной степени «стабилизирован» интрузиями). Сильные сейсмические явления, которые можно было бы связать с ним, на материке не отмечены.

Вероятно, южное крыло Южно-Крымского антиклинория, расположенного целиком в области Черного моря, редуцировано наклонным глубинным разломом, опущено и перекрыто мощной толщей молодых отложений [9].

Ялтинский глубинный разлом [9, 17] расположен в зоне контрастных современных движений земной коры — опускания дна Черного моря и воздымания Горного Крыма. Верхняя граница его совпадает с областью молодых опусканий дна отмели, а нижняя — с подножием уступа материкового склона.

К югу от Крыма и Керченского полуострова работами ВНИИ Моргео выявлена зона складчатости шириной в 20—30 км, охватывающая область материкового склона впадины Черного моря, которая с юга ограничена крупным, вероятно, глубинным разломом [4]. Авторы отмечают, что этот разлом не имеет связи с геоморфологией дна и пересекает континентальный склон от самого его основания на глубине более 2 км к юго-западу от Алушты, приблизительно до изобаты 500 м к югу от Керченского пролива [4].

Результаты сопоставления зоны Ялтинского глубинного разлома с сейсмичностью корректируют в значительной степени наши представления о тектонике акватории Черного моря, примыкающей к Крыму. О зоне Ялтинского глубинного разлома, по-видимому, можно судить по сгущению эпицентров землетрясений вдоль южного берега Крыма. К востоку Ялтинский разлом по редким эпицентрам может быть продолжен до Керченского разлома, а в северо-западном направлении от его пересечения с Евпаторийско-Скадовским глубинным разломом почти на 50 км в открытое море.

Вблизи узла пересечения Евпаторийско-Скадовского с Симферопольским и Ялтинским (зона А) глубинными разломами происходили землетрясения значительных магнитуд ($M>5$). Можно отметить Херсонское в 480 г. с $M=6,1\pm 0,7$, а также землетрясения с $M=5,2-5,5$ в 1875 и 1957 гг.

Плотность эпицентров вдоль Ялтинского глубинного разлома существенно повышается в области пересечения его с Орехово-Павлоградским и Салгирско-Октябрьским. По этому разлому, по-видимому, в период его активизации были смещены в горизонтальном направлении западная и восточная части Ялтинской зоны глубинного разлома (более молодого) почти на 15—17 км.

От Алушты к западу по эпицентрам землетрясений можно отметить тектоническую зону, почти параллельную Ялтинскому разлому, но расположенную непосредственно вдоль береговой линии. Этот предполагаемый разлом (назовем его условно «Южнобережным») прослеживается на запад за Евпаторийско-Скадовский субмеридиональный разлом и представляет собой, по-видимому, узкую тектоническую зону второго порядка («корового заложения»). Этот разлом выделен независимо на основе количественного анализа вертикальных движений [27]. К зоне разлома в районе Ялты приурочены поверхностные очаги (глубины очагов не более 10 км).

К востоку от Орехово-Павлоградского разлома по отдельным эпицентрам землетрясений намечается такая же узкая субширотная тектоническая зона второго порядка (названная «Черноморским» разломом), южнее Ялтинской зоны нарушений.

Таким же образом, по отдельным эпицентрам землетрясений в пределах континентальной отмели и континентального склона Крыма может быть намечено несколько непротяженных разломов субмеридионального простирания (рис. 2), создающих картину блокового строения этого участка. По данным МОВ СЦЛ в этом районе по поверхности пород таврической серии также картируются два субмеридиональных нарушения [13].

Исследование напряжений на разломах по механизмам очагов. Длительные сложные тектонические процессы в узлах пересечения глубинных разломов разного направления приводят к тому, что в регионе накапливаются значительные напряжения, связанные с разной направ-

ленностью движений Горного Крыма и Черноморской впадины и с определенным несоответствием структур отдельных блоков, примыкающих к разломам. Накопленная энергия находит свой выход в виде сильных землетрясений с $M=6$, например, в 63 г. до н. э. (зона E), в 480 г. (A), в 1615 г. (D) и в 1927 г. (B и C). Только для землетрясения 1927 г. (основного толчка) удалось определить механизм очага (рис. 4, a). Для его форшока найдено возможное направление плоскости подвижки и контур очаговой зоны (рис. 3) [31].

Подвижки основного толчка (11 сентября) и его форшока (26 июля) 1927 г. были вертикальными и произошли по разным плоскостям.

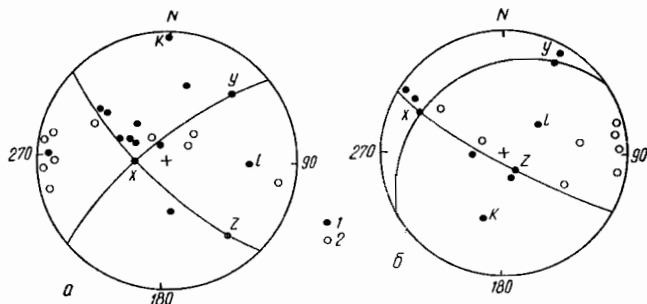


Рис. 4. Диаграммы определения механизмов очагов землетрясений на стереографической проекции нижней полусферы. a — 6 августа 1972 г., b — 20 февраля 1973 г., 1 — продольная волна сжатия, 2 — продольная волна разрезания.

перпендикулярным друг другу. Для форшока азимут простирания разрыва совпал с направлением Салгирско-Октябрьского разлома, а для основного толчка — близок к Орехово-Павлоградскому. Землетрясение 11 сентября сбросо-сдвигового характера произошло в условиях близгоризонтального растяжения и близвертикального сжатия (рис. 2). Оси сжатия (l) и растяжения (k) направлены вкrest узла глубинных разломов. Падение плоскости подвижки было на юго-восток со смещением (сдвигом) прибрежного (северо-западного) крыла в южном направлении.

Высказывалось мнение, что вдоль южного продолжения зоны Орехово-Павлоградского разлома, в Крыму и Присивашье происходили не только вертикальные, но и горизонтальные перемещения блоков земной коры [43]. Вероятно, эти горизонтальные движения продолжаются и в настоящее время, что отражено в характере подвижки при землетрясении 1927 г. Главный толчок породил не только многочисленные афтершоки, но и активизировал зону разрыва форшока, где также увеличилось количество собственных его афтершоков. Зона очагов землетрясений 1927 г. составила значительный объем, охватив всю область узла сочленения глубинных разломов. Максимальная линейная протяженность зоны разрушения составляла 90 км, вертикальная — около 40 км. Вероятные размеры обеих очаговых зон и направления проекций разрывов представлены на рис. 3.

20 февраля 1973 г. вблизи узла зоны сочленения Ялтинского и Ждановско-Керченского глубинных разломов (зона E) произошло землетрясение с $M=4,5$ [$E=10^{12}$ Дж], для которого также определен механизм очага. Получены две нодальные плоскости с азимутами простирания 60 и 120° (рис. 4). В очаге произошел сброс со сдвигом. Землетрясение возникло в условиях близвертикального сжатия и близгоризонтального растяжения (рис. 2). Ось промежуточного напряжения ориентирована почти вдоль Ялтинского глубинного разлома ($Az=110^\circ$). С ориентированием

промежуточного напряжения часто связывают направление разрыва [1, 38]. Из рис. 4 видно, что направление одной из нодальных плоскостей в пределах погрешности построения ($\pm 10^\circ$) совпадает с направлением оси промежуточного напряжения (x). Поэтому, как наиболее вероятный, был принят следующий механизм землетрясения: простирание разрыва с азимутом $115^\circ \pm 10^\circ$, угол падения 80° . В очаге произошел почти чистый сброс морского крыла к юго-юго-западу с небольшим сдвигом в восточную сторону. Ось силы растяжения ориентирована вдоль Ждановско-Керченского разлома, а ось сжатия — вкrest узла сочленения глубинных разломов.

Для землетрясения 6 августа 1972 г., происшедшего в зоне A , найдено две возможные плоскости подвижки, простирание одной из которых 48, а другой — 130°. Падение обеих плоскостей близвертикально. При землетрясении произошел крутой сброс со сдвигом. В очаге действовали горизонтальные силы растяжения, направленные перпендикулярно зоне разлома, и близгоризонтальные силы сжатия. Ось промежуточного напряжения и ось силы сжатия ориентированы вдоль простирания Симферопольского глубинного разлома.

Обсуждение результатов. Совместный анализ сейсмичности Крыма и тектоники показал, что на участках резкой смены градиентов новейших тектонических движений древние глубинные разломы продольного и поперечного направления могут активизироваться и давать выход накопившимся напряжениям в земной коре в виде землетрясений.

Полученные данные о механизмах землетрясений позволяют восстановить направления осей напряжения в глубинных областях земной коры. В трех проанализированных случаях в очагах землетрясений действовали силы растяжения, близкие к горизонтальному направлению, и силы сжатия, близкие к вертикальному. При этом подвижки по разрывам имели сбросо-сдвиговый характер и были ориентированы вдоль главных тектонических элементов.

Отмеченная ранее тенденция миграции очагов землетрясений вдоль региона [30] отражает единую современную активность рассматриваемых глубинных разломов в прибрежной части Черного моря. Эта активность, по-видимому, может быть обусловлена общей для региона системой напряжений, связанных с процессами формирования земной коры в зоне материкового склона и расширения Черноморской впадины. В связи с этим сейсмические события всего сейсмоактивного региона можно считать генетически связанными. В то же время наблюдается тяготение слабых и сильных землетрясений к узлам пересечения глубинных разломов, которые необходимо рассматривать, как места, способные генерировать максимальные возможные землетрясения для Крыма. Разная скорость высвобождения упругих деформаций, плотность эпицентров, последовательность возникновения землетрясений и другие установленные характеристики [29] можно объяснить особенностями структур отдельных блоков земной коры и разной активностью рассмотренных глубинных разломов.

Наиболее сейсмически активным является узел сочленения субмеридионального Орехово-Павлоградского разлома и сопутствующего ему Салгирско-Октябрьского с субширотным Ялтинским. В этом узле, вероятно, вертикальные неотектонические движения сочетаются с продолжающимся горизонтальным движением западного Крыма относительно его восточной части по Орехово-Павлоградскому глубинному разлому, что отражено в механизме снятия напряжений в очагах сильных землетрясений.

Выполненная работа должна рассматриваться в качестве первого этапа решения сложной проблемы связи длительных сейсмических процессов с глубинной тектоникой Крыма.

Авторы приносят глубокую благодарность Н. И. Николаеву и В. И. Славину за полезную дискуссию, И. И. Попову и А. В. Чекунову за ценные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянова В. Н. Глубинная сейсмоструктура района островных дуг на северо-западе Тихого океана. «Наука», М., 1975.
2. Аранович З. И., Дубинский И. Б.— Об оптимальной системе сейсмических наблюдений в Крыму. В кн.: Сейсмические приборы, «Наука», М., 6, 1972, стр. 67—79.
3. Архипов И. В., Гайнанов А. Г. и др.— Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований. БМОИП отд. геол., 85, 45 (2), 1970, стр. 81—103.
4. Байдов Ф. К., Гаркаленко И. А. и др.— О глубинном строении Черноморской впадины и смежных областей Причерноморья. В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. «Шттинца», Кишинев, 1974, стр. 3—51.
5. Борисов Б. А., Рейснер Г. И.— О районировании территории Крыма по максимальной магнитуде ожидаемых землетрясений. Геофиз. сб. АН УССР, 67, К., 1975, стр. 68—74.
6. Благоволин И. С.— Некоторые итоги и важнейшие задачи комплексных исследований на Крымском геодинамическом полигоне. Геофиз. сб. АН УССР, 68, К., 1975, стр. 8—16.
7. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. «Наука», М., 1969.
8. Выговский В. Ф., Собакарь Г. Т.— Квазипериодические вариации силы тяжести на территории Крыма (1965—1968 гг.) и их геологическая природа. Геофиз. сб. АН УССР, 49, К., 1972, стр. 60—64.
9. Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. «Наукова думка», К., 1969.
10. Горшков Г. П., Левицкая А. Я.— Некоторые вопросы сейсмоструктуры Крыма. ДАН СССР, 54, 3, 1946, стр. 325—326.
11. Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. «Наука», М., 1972.
12. Каменобродский А. Г. Сейсмичность и оценка возможной интенсивности и частоты повторений сотрясений в Крыму. Канд. дисс., Симферополь, 1976.
13. Кившик Н. К., Кривиченков Б. С.— Применение морской сейсморазведки для изучения сейсмически опасных зон. Геофиз. сб. АН УССР, 68, К., 1975, стр. 40—45.
14. Ковалевский С. А.— Срединный глубинный разлом Крымского полуострова. ДАН СССР, 4, 1965, стр. 830—833.
15. Левицкая А. Я., Муратов М. В.— О связи сейсмичности с тектонической структурой Черноморской впадины и окружающих ее областей. Изв. АН СССР, серия геофиз., 4, 1959, стр. 538—546.
16. Лебедев Т. С. и др. Тектоника центральной части северного склона Крымских гор и опыт ее изучения. «Наукова думка», К., 1963.
17. Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П.— Особенности тектоники Горного Крыма (в свете новых геолого-геофизических данных). Геофиз. сб. АН УССР, 18, 1966, стр. 34—42.
18. Львова Е. В.— Неотектонические движения и формирование берегов Крыма. В кн.: Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкое строительство. «Наукова думка», К., 1972, стр. 71—77.
19. Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В.— Геоманнитное поле Черноморской впадины. Геофиз. сб. АН УССР, 32, К., 1969, стр. 28—39.
20. Маймин З. П. Третичные отложения Крыма. Гостехиздат, М., 1951.
21. Муратов М. В. Тектоника СССР, 2, Изд-во АН СССР, М.-Л., 1949.
22. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1960.
23. Непрочнов Ю. П. и др.— Некоторые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. ДАН СССР, 156, 3, 1964, стр. 623—626.
24. Непрочнов Ю. П. и др. Вопросы методики ГСЗ. «Наука», М., 1964.
25. Нечаев В. В., Тесленко А. В.— Пояс глубинных разломов на границе палеозойской складчатой области и альпийской геосинклинали юга Европейской части СССР. Геофиз. сб. АН УССР, 18, К., 1966, стр. 42—46.
26. Николаев Н. И., Рыжова А. А. и др.— Новейшая тектоника и сейсмичность Крыма. В кн.: Проблемы неотектоники (тезисы), Изд-во МГУ, 1964, стр. 12—14.
27. Николаев Н. И., Беспрозванный П. А.— Опыт применения методики количественного анализа вертикальных тектонических движений на примере Крыма. В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. «Недра», М., 1964, стр. 120—138.
28. Николаев Н. И.— О связи сейсмичности Крыма с тектонической структурой. В кн.: Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии. Изд. «Элм», Баку, 1970, стр. 93—98.
29. Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е.— Особенности проявления сейсмических процессов в Крыму. Геофиз. сб. АН УССР, 67, К., 1975, стр. 55—62.
30. Пустовитенко Б. Г., Каменобродский А. Г.— Некоторые закономерности миграции очагов землетрясений Крыма за последние 100 лет. Геофиз. сб. АН УССР, 65, К., 1975, стр. 81—88.
31. Пустовитенко Б. Г. и др.— Особенности очаговых зон сильных крымских землетрясений (11 сентября и 26 июня 1927 г.). В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, 18, «Наука», М., 1976, стр. 103—114.
32. Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е.— Об энергетической оценке землетрясений Крымско-Черноморского региона. В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, «Наука», М., 1974, стр. 113—125.
33. Собакарь Г. Т.— Геологическая структура Украины и современные движения земной коры. Геофиз. сб. АН УССР, 18, К., 1966, стр. 19—29.
34. Собакарь Г. Т. Глубинная тектоника Приазовского массива и некоторых сопредельных районов (по данным геофизических исследований). «Наукова думка», К., 1964.
35. Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, К., 1960.
36. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Проблемы физики Земли на Украине. «Наукова думка», К., 1975.
37. Субботин С. И., Кутас Р. И., Собакарь Г. Т.— Глубинные процессы в коре и мантии Земли и их роль в развитии земной коры. Геофиз. сб. АН УССР, 38, 1970, стр. 10—21.
38. Тресков А. А.— Механизм очага и поле тектонических напряжений. В кн.: Сейсмоструктоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья, «Наука», М., 1968, стр. 128—142.
39. Харечко Г. Е., Дубинский И. Б., Новак С. К.— Некоторые результаты исследования данных наблюдений сейсмологических станций Крыма при исследовании ГСЗ на Черном море. Геофиз. сб. АН УССР, 43, К., 1971, стр. 40—50.
40. Чекунов А. В.— Орехово-Павлоградский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в альпийском геосинклинальном поясе. Геофиз. сб. АН УССР, 18, К., 1966, стр. 46—58.
41. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. «Наукова думка», К., 1972.
42. Чекунов А. В., Заика-Новацкий В. С.— Байкальский тектонический комплекс юга Европейской части СССР и сопредельных регионов. Геофиз. сб. АН УССР, 50, К., 1972, стр. 21—31.
43. Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е.— Древние докембрийские разломы юга Русской платформы и их продолжение в Северном Причерноморье. Геофиз. сб. АН УССР, 3/14, 1965, стр. 24—34.
44. Чекунов А. В., Веселов А. А., Гилькман А. И.— Причерноморский прогиб — структура, особенности формирования, вопросы генезиса. Геофиз. сб. АН УССР, 68, К., 1975, стр. 16—33.

Отдел сейсмологии ИГ АН УССР,
г. Симферополь

Поступила в редакцию
3.11.1976 г.

B. G. Pustovitenko, V. N. Trostnikov

CONCERNING THE PROBLEM ON RELATION OF SEISMIC PROCESSES IN THE CRIMEA TO TECTONICS

Summary

New data on the Crimea seismicity for a long period of observations and generalization of all available conceptions on tectonics gave reason to make a conclusion on consanguinity of seismic events and tectonic development of the region. This relation is manifested both in arrangement of earthquake epicentres within the limits of zones of deep faults and in correspondence of the directed tectonic movements to the character of stress relieving, the character being determined by foci mechanisms of some earthquakes. Points of deep faults intersections in the littoral part of the Black Sea may be considered most dangerous with respect to seismicity.

Department of Seismology of the
Institute of Geophysics, Academy of Sciences,
Ukrainian SSR, Simferopol