

УДК 551.243:551.77(477.75)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-22-30

СИСТЕМЫ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОДАХ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ПЛАТО ЧУФУТ-КАЛЕ (БАХЧИСАРАЙСКИЙ Р-Н, КРЫМ)

Павел Анатольевич Фокин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fokinpav@rambler.ru

Аннотация. В статье описаны системы трещиноватости и малоамплитудных разломов в верхнемеловых отложениях в окрестностях пещерного города Чуфут-Кале. Анализ ориентировок и кинематики разломов, парагенезов трещин позволил восстановить ориентировки напряжений в течение альпийского тектонического этапа и приблизительную последовательность их смены. Выдвинуто предположение о причинах возникновения субширотного сжатия в Горном Крыму.

Ключевые слова: Горный Крым, трещиноватость, сдвиги, структурный парагенез, поле напряжений, альпийский тектонический этап

Для цитирования: Фокин П.А. Системы дизъюнктивных нарушений в верхнемеловых породах на северо-восточном склоне плато Чуфут-Кале (Бахчисарайский р-н, Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 22–30.

DISJUNCTIVE DISLOCATIONS IN UPPER CRETACEOUS ROCKS OF THE CHUFUT-CALE PLATEAU NORTHEASTERN SLOPE (BAKHCHISARAY DISTR., CRIMEA)

Pavel A. Fokin

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fokinpav@rambler.ru

Abstract. The paper contains description of systems fissures and low-amplitude faults in Upper Cretaceous rocks of Chufut-Cale “cave town” outskirts. Analysis of orientation and kinematics of breaks and fissures’ parageneses allowed to restore stress-fields of Alpine tectonic epoch and their rough order. A guess of sublatitudinal compression appearance in Mountaineous Crimea was suggested.

Keywords: Mountaineous Crimea, fissuring, shears, structural pattern, stress-field, Alpien tectonic epoch

For citation: Fokin P.A. Disjunctive dislocations in Upper Cretaceous rocks of the Chufut-Cale plateau north-eastern slope (Bakhchisaray distr., Crimea). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 22–30. (In Russ.).

Введение. Горный Крым представляет собой низко- и среднегорную область со складчато-надвиговым строением фундамента (верхнетриасово-юрские породы), обнажающимся в пределах Первой и Второй гряд гор, и моноклинально залегающим мел-миоценовым чехлом, слагающим квесты Второй и Третьей гряд. Неоднородное поднятие Горнокрымского мегантиклинория и его частной структуры — Качинского антиклинория, на северо-западной периклинали которого находится район исследований, началось в конце миоцена [Семененко, 2003]. Оно сопровождалось наклоном слоев чехла в западных и северо-западных румбах (от 4 до 10–12°), образованием в нем пологих складок и флексур, возникновением систем трещиноватости и многочисленных, в основном малоамплитудных, разломов. Положение разломов в пространстве, их морфология

и кинематика определялись ориентировками тектонических напряжений на протяжении неотектонического этапа.

Плато Чуфут-Кале, названное по имени средневекового «пещерного города» на его северо-западном отроге, находится в четырех километрах восточнее г. Бахчисарай (рис. 1). Плато бронировано 30-метровой толщей детритовых известняков датского яруса, а его северные и восточные склоны образованы мергелистыми и песчанистыми известняками и песчаниками среднего кампана — маастрихта. Слоистость полого, с углом 4–6°, падает на запад и северо-запад. По восток-северо-восточному залесенному склону плато спускается крутая ухабистая дорожка (рис. 1). В ее промоинах обнажаются породы верхнего мела, разбитые многочисленными трещинами и зонами небольших разломов разных ориентировок. Изучение этих дизъюнктивов свидетельствует об измен-

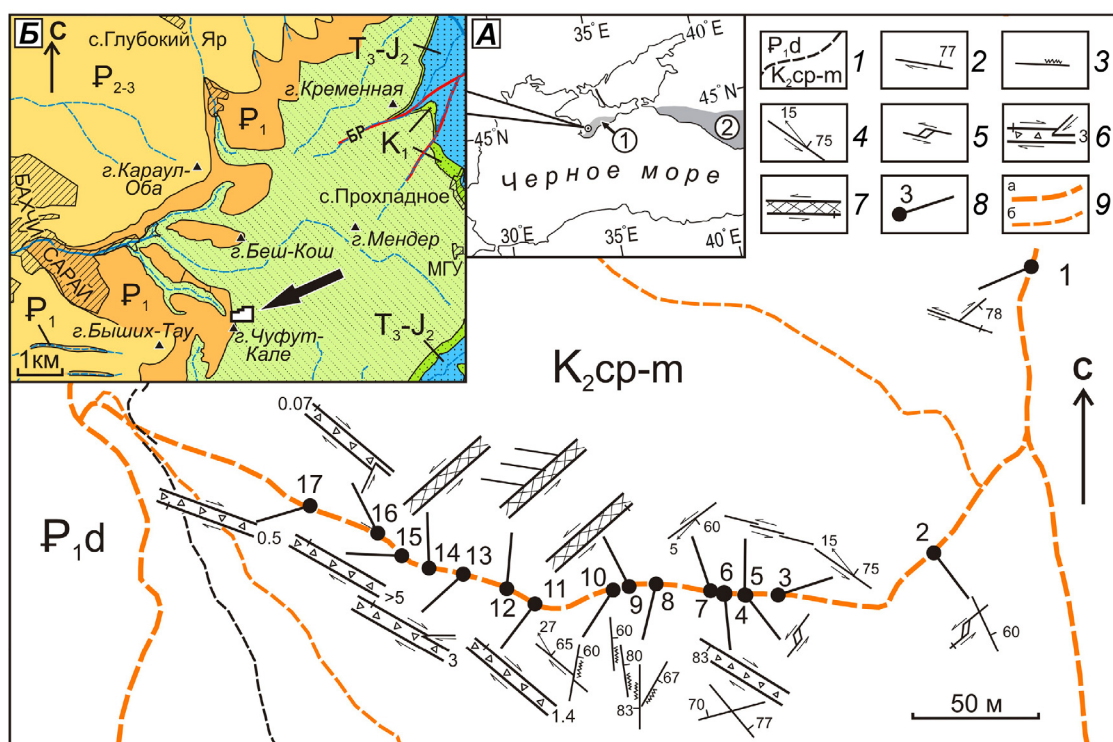


Рис. 1. Структурные парагенезы дизъюнктивов на СВ склоне плато Чуфут-Кале: 1 — граница кампан-маастрихтских и датских отложений; 2 — сколовые трещины, с указанием смещения и положения в пространстве; 3 — стилолитизированные поверхности трещин; 4 — зеркала скольжения; 5 — дуплексы растяжения; 6 — зоны тектонических брекчий, с указанием смещения вдвинутых блоков, ширина зоны в метрах; 7 — зоны интенсивной трещиноватости; 8 — пункты описания структур, их номера; 9 — грунтовые дороги (а) и туристические тропы (б). Во врезке А цифрами в кружках обозначены: 1 — Горный Крым, 2 — Большой Кавказ. На врезке Б — геологическая схема окрестностей плато Чуфут-Кале; БР — Бодракский разлом; стрелкой показано положение изученного участка

чивости поля напряжений в течение альпийского тектонического этапа.

Изучение неотектонических дислокаций и истории развития Крыма. Крым является одной из модельных, активно изучаемых молодых геологических областей, и в его пределах ранее располагались учебные полигоны многих вузов СССР, а в настоящее время — России. Неотектоническая история развития Крыма активно изучалась в 1970–1990-е годы, к этому времени относятся важные обобщающие работы [Муратов, 1973; Геологическое., 1989; Милановский, 1991] и др. Активность многочисленных, хотя преимущественно малоамплитудных, разломов альпийского тектонического этапа в Горном и Степном Крыму подтверждена полевыми геолого-геофизическими и дистанционными методами [Борисенко и др., 1983; Макарова и др., 2018]. Применение методов структурной геологии для восстановления палеотектонических напряжений на территории Горного Крыма и его результаты приводились в работах [Расцветаев, 1977; Курдин, Тверитинова, 1997; Курдин, Никитин, Тверитинова, 2017; Lygina et al., 2022]. Сейсмичность и генерирующие землетрясения напряжения являются объектом изучения геологов в последние десятилетия [Вольфман, 2015; Вольфман и др., 2017; Спиридонов, Калинина, 2022].

Методика. Статистический метод анализа трещиноватости был использован для установления групп трещин, их морфологии и ориентировки в пространстве. Ориентировки полюсов трещин были вынесены на полярную равноугольную сетку (для верхней полусферы) и их распределение трансформировано в график плотности распределения, позволивший выделить основные группы трещин.

Но для определения палеотектонических напряжений этот метод оказался неэффективен, из-за наложения разновозрастных парагенезов и реализации разных моделей формирования трещин. Потому основной упор был сделан на парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивов [Расцветаев, 1987]. Для каждого из выявленных мезоструктурных парагенезов определялся механизм его формирования, ориентировки его членов выносились на стереографические диаграммы (экваториальная равноугольная сетка Вульфа, верхняя полусфера) и восстанавливалась ориентировка осей главных напряжений. При наложении парагенезов определялась их последовательность и диаграммы строились для каждого из них.

Роза-диаграмма проекций осей главного сжатия на горизонтальную плоскость была построена для установления доминирующих ориентировок напряжений.

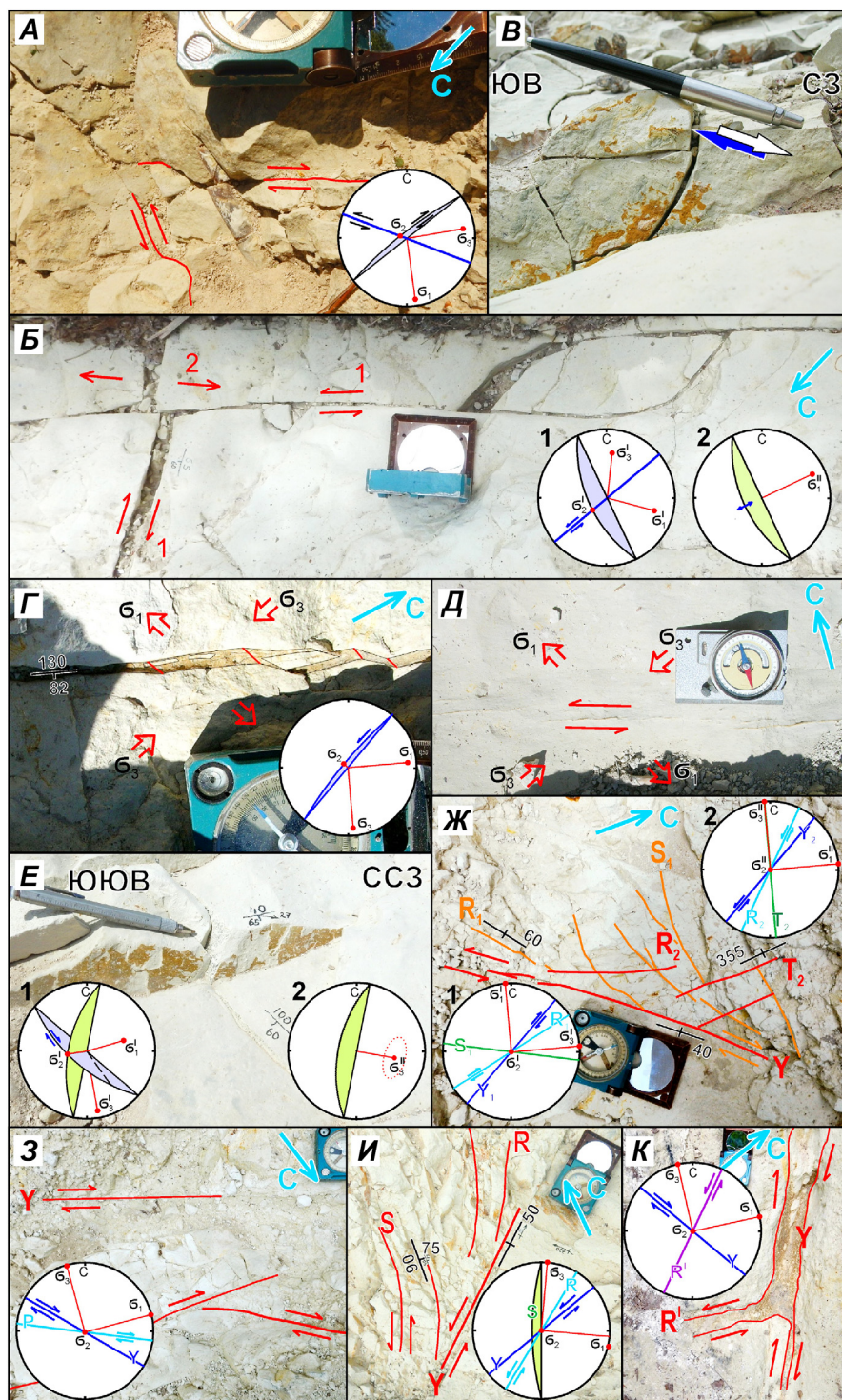


Рис. 2. Парагенезы разрывных структур и восстановление условий их формирования. В круглых врезках — реконструкции полей напряжения на сетке экваториальной равноугольной проекции верхней полусферы; ориентировки: σ_1 — максимального растяжения, σ_2 — промежуточных напряжений, σ_3 — максимального сжатия; римские цифры в надстрочном индексе — стадии деформации. А — пункт 1, Б — пункт 2, В — пункт 3; арабскими цифрами обозначены стадии деформации. Г — пункт 4, Д — пункт 5, Е — пункт 10, Ж — пункт 12; арабскими цифрами в подстрочном индексе при обозначении трещин модели Риделя — стадии деформации. 3 — пункт 13, И — пункт 15, К — пункт 16

Материалы. Для статистического анализа систем трещиноватости производился массовый замер трещин. Всего зафиксированы элементы залегания 240 трещин; для них же, по возможности, определялись морфология и кинематические типы. К сколам, с некоторой долей условности, отнесены протяженные, сравнительно плоские, притертые трещины. Наблюденных зеркал скольжения мало (около 20) из-за непрочности известняков или слишком малых смещений по трещинам, в прочих случаях кинематика трещин устанавливалась по смещению реперных

элементов в породе (в том числе палеонтологических остатков), наличию дуплексов или уверенно опознающимся мезоструктурным парагенезам. Все выявленные зеркала скольжения демонстрируют преобладание сдвиговой составляющей смещения.

Некоторые притертые трещины имеют шершавую поверхность, исключающую возможность смещения вдоль них, такие поверхности представляют собой стилолитовые швы, неполно развитые из-за повышенной глинистости известняков. Их субвертикальное до крутопадающего положение,

резко секущее к слоистости, позволяет считать их стресс-стилолитами.

Зоны малоамплитудных разломов, шириной от 7 см до 3–5 м, представлены тектоническими брекчиями и зонами повышенной трещиноватости. Смещение по ним устанавливалось анализом зеркал скольжения, структурных парагенезов, по наличию вдвинутых блоков. Амплитуды смещения, за отсутствием достоверных реперов в однородной толще, определить не удалось.

В 16 пунктах (рис. 1) вдоль дорожки и в одном пункте в грунтовой дороге ниже по склону были описаны парагенезы трещин и других мезоструктур, установлена кинематика разломов, для 13 пунктов восстановлены тектонические условия их образования.

Описание и интерпретация дизъюнктивов и их парагенезов. Пункт 1. Два крутопадающих скола СВ простирания (азимут падения (Аз пд) ЮВ_140, угол падения (у.п.) 85 и 70, по последнему правосдвиговое смещение 2,5 мм) смещают ростверк белемнита и сходят к вертикальному сколу (Аз пр СВ_290), не пересекая его (рис. 2, А). Зеркала скольжения на поверхностях трещин не сформированы из-за малых подвижек по ним. Отсутствие пересечения трещин может быть признаком их принадлежности к одному парагенезу, сформированному по механизму Кулона–Андерсона, и тогда трещина СЗ простирания должна иметь левосдвиговые смещения. Ось сжатия, ориентированная вдоль биссектрисы острого угла между сколами, имеет ориентировку Аз пд ЮЗ_256 у.п.22.

Пункт 2. Вертикальный скол (Аз пр СВ_50) имеет линзовидный дуплекс растяжения, указывающий на левостороннее смещение вдоль него (25–30 мм); наклонная плоская трещина (Аз пд ЮЗ_245 у.п. 60) имеет раскрытие около 25 мм (рис. 2, Б). Сочетание структур могло быть сформировано в две стадии: 1 — трещины, как сопряженные сколы в модели Кулона–Андерсона, образовались в условиях субмеридионального сжатия (ось сжатия — Аз пд СВ_4 у.п. 21); 2 — наклонный скол раскрыт при растяжении, близком к поперечному (Аз пр СВ_65), вдоль линий, соединяющих углы блоков, ограниченных трещинами.

Пункт 3. Зеркало скольжения Аз пд СВ_35 у.п.75, ориентировка штриховки Аз пд СЗ_315 у.п. 15 (рис. 2, В). Кинематический тип — левый сбросо-сдвиг.

Пункт 4. Зигзагообразная трещина с протяженными участками, ориентированными Аз пд ЮВ_130 у.п.82, с раскрытием 6–10 мм, заполненным рыжевато-бурой, плотной, карбонатной супесью (рис. 2, Г). В заполнении — обломки известняка в форме параллелограмма, самый крупный из которых смещен и немного развернут относительно стенок трещины. Структура интерпретируется как дуплекс горизонтального растяжения: линии, соединяющие соответствующие точки излома стенок трещины,

соответствуют направлению главного растяжения (Аз пр СВ_85).

Пункт 5. Правая кулисообразная серия вертикальных, неровно-линзовидных прожилков бежевого кальцита, толщиной до 1–1,5 мм, расположенных под углом 3–6° к линии Аз пр СЗ_288 (рис. 2, Д). Ту же ориентировку имеют тонкие участки прожилков и перемычки между ними. Заполнение трещин образовано округлыми кристаллами кальцита 0,03–0,07 мм, разделенными тонкими пленками (0,001–0,005 мм) буроватого глинистого вещества. Эта серия трещин сформирована по механизму простого (левого) сдвига. Ориентировка серии соответствует максимальным тангенциальным напряжениям при СВ сжатии (Аз пр СВ_67).

Пункт 6. Зона тектонической брекчии, шириной 4,5 м. Ограничена частично выветренным субвертикальным зеркалом скольжения (Аз пд ЮЗ_211 у.п. 83, штриховка: Аз пд СЗ_300 у.п. 5, правый сдвиг). Зона разлома могла сформироваться при СЗ–ЮВ сжатии, согласно модели Риделя его ориентировка составляла Аз пд СЗ_345 у.п. 5. Внутри нее, на фоне неупорядоченной тонкой трещиноватости присутствуют сколы, похожие на сопряженные сколы (Аз пд СВ_50 у.п. 77 и Аз пд СЗ_346 у.п. 70). Правосдвиговая кинематика разлома могла реализоваться в условиях северо-западного до субмеридионального сжатия. Пара сколов в тектонической брекчии могла сформироваться в ином поле напряжений (в соответствии с моделью Кулона–Андерсона — при сжатии Аз пд ЮВ_112), но реконструкция палеострессов по трещинам в зоне разлома считается ненадежной [Ребецкий и др., 2017].

Пункт 7. Зеркало скольжения Аз пд ЮВ_126 у.п.80, штриховка Аз пд ЮЗ_234 у.п. 12; кинематический тип — левый взбросо-сдвиг.

Пункт 8. Близко расположенные трещины, субмеридиональной до северо-западной ориентировки (Аз пд З_270 у.п. 83; Аз пд ЮВ_100 у.п. 60; Аз пд СВ_87 у.п. 63; Аз пд СВ_82 у.п. 80; Аз пд ЮВ_120 у.п. 67) со стилолитизированными поверхностями. Поверхности растворения слабо проработаны, и нельзя точно определить ориентировку вершин шипов. Приходится признать, что стилолитовые швы образовались при сжатии, круто ориентированном к поверхностям трещин, т.е. в субширотном или северо-западном направлении.

Пункт 9. Зона интенсивной трещиноватости ограничена вертикальной трещиной (Аз пр СВ_50), оперенной сколом Аз пр СВ_42, от которой отщепляется, приобретая ориентировку Аз пд ЮВ_100 у.п. 60, криволинейный скол с грубой штриховкой Аз пд ЮВ_178 у.п. 16, кинематический тип — левый сбросо-сдвиг. Внутри зоны трещиноватости хорошо выражены поздние сколы: Аз пд З_270 у.п. 70 и Аз пр СВ_67, вероятно, образующим парагенез. Первые три трещины образуют парагенез простого сдвига: первая, ограничивающая зону трещиноватости, представляет собой генеральный скол Y, вторая —

риделевский скол R, а наклонная криволинейная трещина — расщепление S, по своему простираюнию приближенная к отрыву [Тевелев, 2005]. Описанный парагенез сформирован в зоне левого сдвига, при субмеридиональной ориентировке сжатия (Аз пд ЮЮЗ_187 у.п. 15). Трещины двух последних ориентировок похожи на сопряженные сколы модели Кулона–Андерсона, возникших при северо-восточном сжатии (Аз пд СВ_30 у.п. 17), но расположение внутри зоны разлома снижает достоверность реконструкции полей напряжения по ним.

Пункт 10. Комбинация трещин: Аз пд СВ_40 у.п. 65 (скол с зеркалом скольжения с ориентировкой штриховки Аз пд СЗ_350 у.п. 27, правый взбросо-сдвиг) и первично плоской, но теперь слабо стилолитизированной поверхностью (Аз пд ЮВ_100 у.п. 60) (рис. 2, Е). Образование этих структур могло происходить в 2 стадии: 1 — образование пары сколов по механизму чистого сдвига при СЗ ориентировке сжатия (Аз пд СЗ_340 у.п. 4) и 2 — образование стилолитового шва при сжатии, ориентированном примерно перпендикулярно к плоскости трещины СВ простираюния.

Пункт 11. Зона вертикального разлома (Аз пр СЗ_320), шириной 1,4 м, образована однородной, средне-мелкообломочной тектонической брекчией. По аналогии с другими зонами тектонических брекчий такой же ориентировки, для разлома наиболее вероятно правосдвиговая кинематика, однако отсутствие выраженных структурных парагенезов не позволяет провести восстановление полей напряжений.

Пункт 12. В краевой части зоны повышенной трещиноватости пород, ограниченной вертикальной поверхностью генерального скола (Y) Аз пр СВ_40, выделяются две генерации сколов, сопряженных с ней. К поздней генерации относятся (рис. 2, Ж): вертикальные R-сколы (левосдвиговые смещения) Аз пр СВ_25 и вертикальные сколы (левосдвиговые смещения), по ориентировке соответствующие расщеплениям (S) и отрывам (Аз пр ССЗ_355). Эти трещины пересекают и смещают участки трещин первой генерации — R-сколы (правосдвиговые смещения) (Аз пр СВ_60) и их расщепления S (Аз пр СЗ_278). Оба парагенеза возникли согласно модели Риделя, но ранние трещины сформировались в условиях правого сдвига, при субширотной ориентировке сжатия (Аз пр ВСВ_85), а парагенез второй генерации — в условиях левого сдвига, при субмеридиональном сжатии (Аз пр ССЗ_355).

Пункт 13. Краевая часть зоны разлома, образованной тектонической брекчией, средне-мелкообломочной, однородной, с редкими, протяженными продольными трещинами (Y-сколами; Аз пр СЗ_300). Правосдвиговое смещение устанавливается по положению вдвинутого по R-сколу блока (рис. 2, З). Согласно модели Риделя, главные нормальные напряжения располагались под углом 45° к максимальному тангенциальному напряжению (ориентировке Y-сколов), ось сжатия имела простираюние СЗ_345.

Пункт 14. Вертикальное ограничение зоны интенсивной трещиноватости (Y-скол, Аз пр СВ_50) оперяется R-сколами (Аз пр СВ_32), которые по мере удаления от генерального скола разворачиваются до положения, параллельного отрывам (Аз пд В_90 у.п. 75) в модели Риделя (рис. 2, И). Сочетание элементов соответствует зоне левого сдвига, при субмеридиональной ориентировке оси сжатия (Аз пд_ССВ 5).

Пункт 15. Зона разлома шириной не менее 5 м образована средне-мелкообломочной однородной известняковой тектонической брекчией. Зона прослежена на запад на протяжении 14 м, преобладающая ориентировка обломков говорит о северо-западном простираюнии разлома. Правосдвиговая кинематика разлома предполагается по аналогии с соседними зонами разломов, но отсутствие достоверных мезоструктур и их сочетаний не дают основы для структурного анализа.

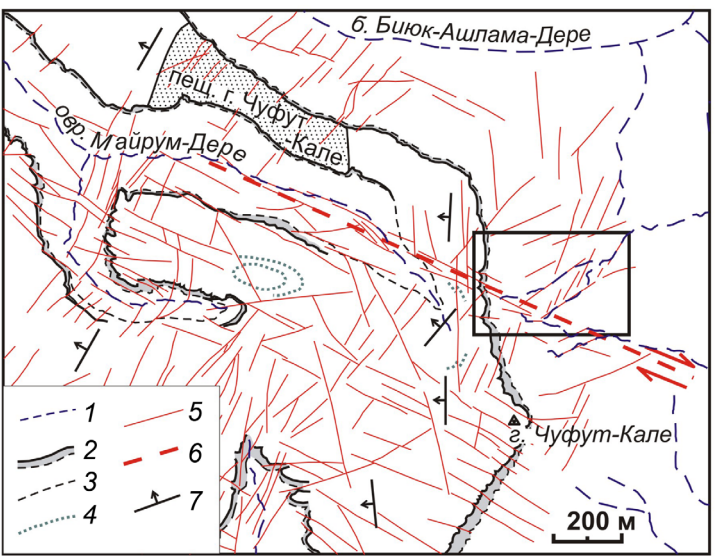
Пункт 16. В узкой (до 5–7 см) зоне малоамплитудного разлома (Аз пр_СЗ 310), затерты блоки песчанистого известняка. Заполнение раскрытий похоже на иллювиальный горизонт почвы: умеренно плотная карбонатная супесь, рыже-бурая, с мелкими белесыми удлиненными пятнами (вероятно, вдоль реликтов корней растений) и мелкими обломками известняка (рис. 2, К). Правосдвиговое смещение распознается по блоку, вдвинутому по антитетической тоже раскрытой трещине (Аз пр СВ_25). При отсутствии структур вращения и хрупком механизме деформации, наиболее вероятно формирование этих мезоструктур согласно модели Кулона–Андерсона. Определяемая ориентировка оси главного сжатия — северо-западная (Аз пр СЗ_347).

Пункт 17. Краевая часть субвертикальной зоны разлома шириной более 2 м образована средне-мелкообломочной однородной тектонической брекчией и прослеживается по простираюнию (СЗ_295) более чем на 10 м. По аналогии с другими разломами близкой ориентировки, для этого так же наиболее вероятно правосдвиговое смещение, однако отсутствие реперных элементов и ассоциирующих мезоструктур не позволяют определить его со всей достоверностью.

Время формирования разрывов и трещин.

Возраст описанных дизъюнктивных структур может определяться только опосредованно. Они нарушают верхнемеловые отложения и с теми же ориентировками дешифрируются на поверхности плато г. Чуфут-Кале, в известняках датского яруса (рис. 3). Часто с трещинами связаны продукты субаэральных процессов: прожилки вадозного кальцита (пункт 6), притертые примазки продуктов карстования на зеркалах скольжения (пункты 9, 10, 14), заполнение глинистым карстовым реститом и почвенными образованиями раскрытий трещин и разлома (пункты 4, 16). Таким образом, весь набор дизъюнктивов сформирован в течение альпийского этапа, наиболее вероятно — во время воздымания Горного Крыма, начавшегося в конце миоцена [Семененко,

Рис. 3. Дешифрованные зоны малых разломов и обусловленных ими форм рельефа: 1 — тальвеги оврагов, 2 — обрывы плато, 3 — подошва датского яруса, 4 — фото-маркирующие горизонты, 5 — зоны малоамплитудных разломов, 6 — предполагаемая зона правого сдвига, 7 — направление падения слоев. Рамкой показана территория, изображенная на рис. 1 и 5



2003]. Тем не менее, нельзя исключать вероятность, что в Бахчисарайском районе, как и в Центральном Крыму, могли проявиться деформации на рубеже палеоцена и эоцена [Lygina et al., 2022].

Обсуждение. Статистический анализ систем трещиноватости выявляет резкое преобладание крутопадающих и вертикальных трещин разных ориентировок. Пологие трещины (угол падения менее 30°) очень немногочисленны и не образуют выраженных групп по ориентировке и типам смещения (рис. 4). Кроме отчетливых максимумов трещин по ориентировке, представленных в таблице, можно предположить наличие и еще нескольких менее амплитудных максимумов, которые из-за близкого

Ориентировка и тип основных групп трещин

№ п/п	Ориентировка трещин: азимут падения, угол падения	Тип трещины, смещение	Плотность, к 1/% площади
1	Аз пд ЮЗ_236 у.п.74	Скол, право-сдвиговое	9
2	Аз пд ЮЮЗ_181 у.п. 89	Скол, право-сдвиговое	9
3	Аз пд ВЮВ 95 у.п. 65	Скол, лево-сдвиговое	10
4	Аз пд СВ_56 у.п. 82	Скол, лево-сдвиговое	15
5	Аз пд СВ_37 у.п 72	Скол, право-сдвиговое	7
6	Аз пр СВ 52 у.п. 90	Скол, лево-сдвиговое	9

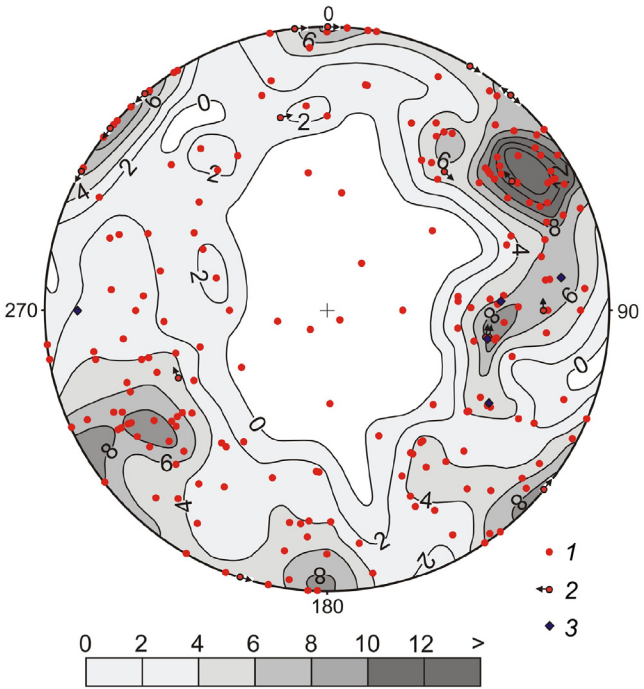


Рис. 4. Ориентировки трещин в стереографической проекции (верхняя полусфера): 1 — сколы с неустановленными смещениями, 2 — сколы с установленными смещениями, 3 — стилолитизированные поверхности трещин

расположения частично или полностью сливаются с соседними. На это указывает, в частности, то, что среди трещин северо-западного простирания встречаются сколы право- и левосдвиговой кинематики, в том числе с одинаковыми элементами залегания (рис. 4).

Реализация модели Кулона-Андерсона чаще наблюдается в массивных породах, в виде двух сопряженных сколов (рис. 1, п. 1, 2, 10). Модель Риделя действует и в слабо нарушенных, и в тектонически раздробленных породах, чаще — в виде групп кулисно расположенных сколов. Но именно в слабо нарушенных породах группы трещин СЗ простирания изредка обнаруживают и левосдвиговые (рис. 1, п. 5) дислокации.

На розе-диаграмме горизонтальных проекций осей сжатия (рис. 5) наиболее четко выделяются субмеридиональные до северо-западных лучи (СЗ_345 — ССВ_10) и в меньшей степени — лучи субширотной ориентировки (ВСВ_80 — ЗСЗ_280). Меридиональное сжатие, хуже проявленное, чем северо-западное [Курдин, Тверитинова, 1997], все же

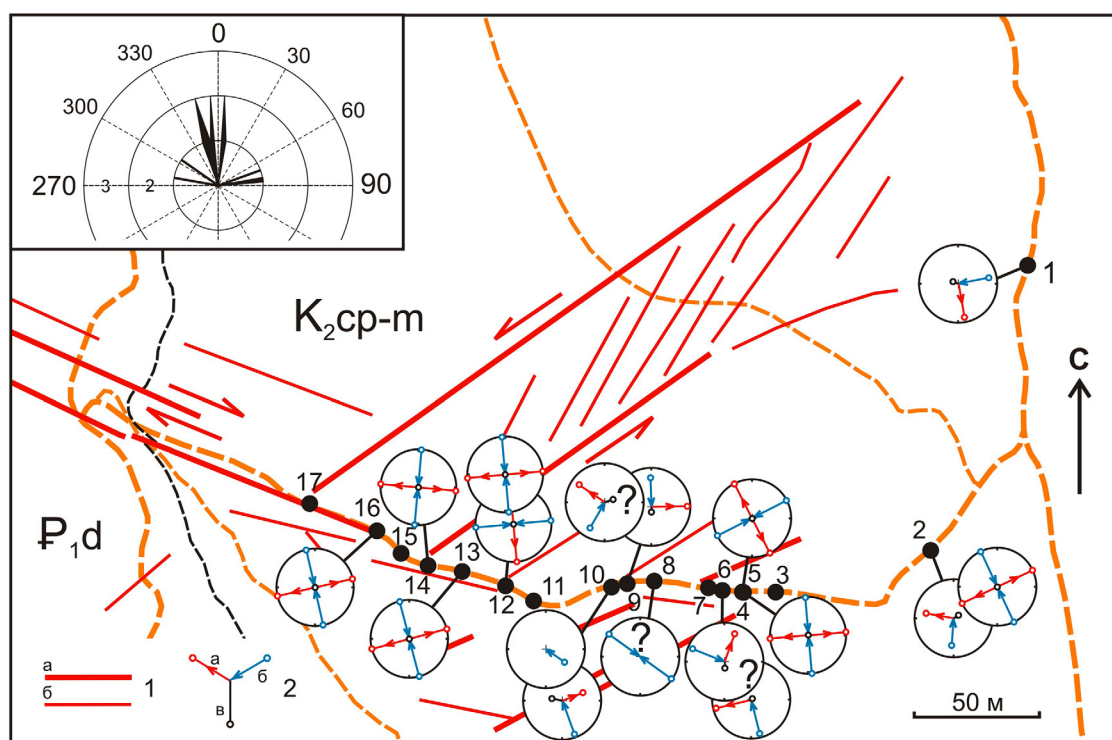


Рис. 5. Дешифрованные разломы на СВ склоне пл. Чуфут-Кале и реконструированные поля напряжений: 1 — разломы, хорошо (а) и умеренно (б) проработанные эрозией; 2 — оси напряжений на стереограммах: главного растяжения (а), главного сжатия (б), промежуточных напряжений (в). Наложение стереограмм в соответствии с последовательностью смены полей напряжений. Во врезке — роза-диаграмма горизонтальных проекций осей максимального сжатия. Прочие обозначения см. в подписи к рис. 1

неоднократно документировалось для альпийского этапа в соседних районах Горного и Предгорного Крыма [Курдин и др., 2017]. В районе г. Чуфут-Кале оно реконструируется как по парагенезам трещин, так и по деталям строения зон разломов, причем в достоверных случаях расшифровки суперпозиции парагенезов, они оказываются моложе субширотных (рис. 5).

Северо-западное сжатие на изученном участке проявлено реже и только в трещинных парагенезах, но его структуры иногда (пункты 2 и 10) наложены на парагенезы субмеридионального сжатия. Эти две группы ориентировок образуют основную часть задокументированных структур — видимо, они и доминировали в процессе образования позднеальпийской структуры Горнокрымского мегантиклинория и Качинского антиклинория в частности [Расцветаев, 1977; Курдин и др., 2017]. Примечательно, что в ближних окрестностях участка в меловых породах наблюдается обратное количественное соотношение парагенезов меридионального и северо-западного сжатия [Курдин, Тверитинова, 1997], что может быть связано с кластерным строением территории, разной чувствительностью разных блоков по фундаменту к одним и тем же стрессовым обстановкам и возможно — с локальной переориентировкой напряжений.

Субширотные ориентировки сжатия выражены не так отчетливо, как субмеридиональные, но тоже фиксируются как на уровне малых структурных форм, так и при интерпретации зон разломов СВ простирания. Его парагенез в пункте 12 сформиро-

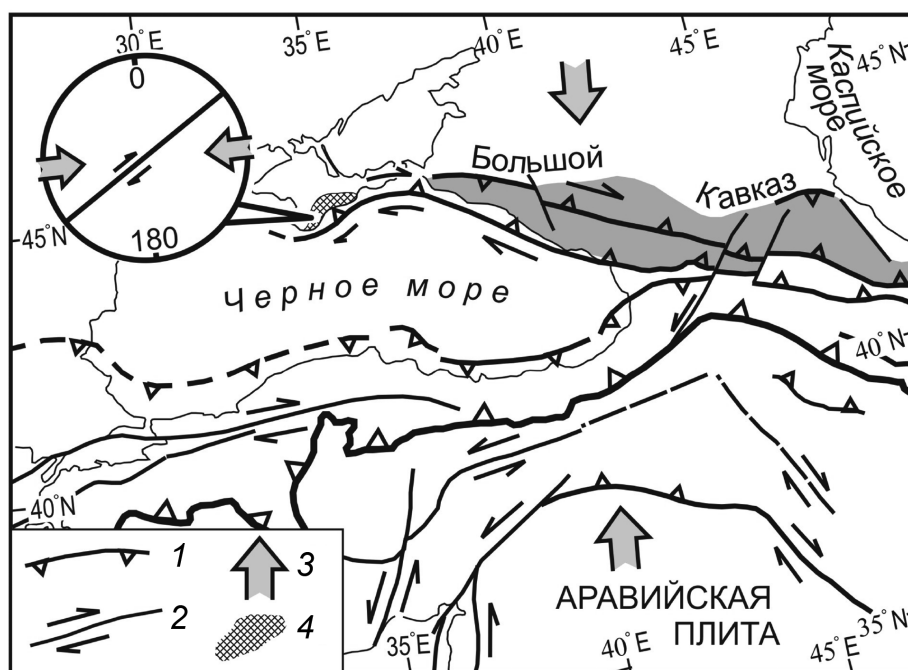
вался прежде структур субмеридионального или северо-западного сжатия.

Северо-восточное сжатие выявлено в единичном случае и только на уровне мелких структурных форм, что может быть косвенным признаком его раннего проявления. Их присутствие, как и разнообразие ориентировок структурообразующих полей напряжений в целом, может быть отражением дискретности и изменчивости стрессовых условий геологической среды Горного Крыма, как и других складчатых областей Альпийско-Средиземноморского пояса [Вольфман, 2015; Вольфман и др., 2017].

Северо-восточное сжатие, как и субширотное, могли возникнуть в условиях транспрессии, при дальней трансляции праводвиговых смещений из области Большого Кавказа (где складчатые деформации, вероятно, начались раньше), при изменении направления смещения тектонических масс с северо-западного на юго-западное (рис. 6).

При дешифрировании космоснимков окрестностей плато Чуфут-Кале выявляются группы малых разломов, параллельные описанным. Наиболее отчетливо на склоне проработаны овражной сетью две зоны повышенной трещиноватости СВ ориентировки, севернее тропы. Вместе они образуют левосдвиговую зону, в которой R-сколы подчеркнуты более мелкими промоинами (рис. 5). По правым сдвигам СЗ простирания заложены прямые участки русел овражков южнее тропы; ту же ориентировку имеют мелкие линеаменты на поверхности плато и прямолинейные участки обрывов (рис. 3). По

Рис. 6. Механизм возникновения в Горном Крыму транспрессии с эффективным субширотным сжатием (тектоническая схема по [Rolland et al., 2009] с изменениями): 1 — главные надвиги, 2 — сдвиги и сдвиговая составляющая разломов, 3 — напряжения сжатия, 4 — зона возникновения транспрессии в Горном Крыму



зоне их ступенчатости заложен верхний отрезок оврага Майрум-Дере и на ее же продолжение попадают выходы тектонических брекчий в пунктах 11, 13, 15 и 17. Правосдвиговая кинематика этой зоны разлома, по которой сформировался овраг, согласуется со смещением бронированной поверхности по падению в южном борту Майрум-Дере и ее пологим периклинальным изгибом над верховьями оврага.

Если рассматривать хорошо различимые правые (Аз пр_290–310) и левые (Аз пр_40–50) сдвиги как парагенез, то ось субмеридионального сжатия (ССЗ_355) располагается в тупом угле между сдвигами, что может быть объясняться двумя причинами: 1 — обусловленность ориентировки разрывов в мел-палеогеновых породах чехла разломной структурой домелового фундамента, 2 — положение разломов унаследовано от более раннего парагенеза субширотного сжатия. Первая из них подтверждается наличием разломов СВ простирания (в т.ч. полихронный Бодракский разлом, рис. 1), вторая согласуется с последовательностью смены ориентировок напряжений в пункте 12.

Простирания разломов СЗ_290–310 отчетливо проявлены в районе Бахчисарая; севернее, на СЗ периклинали Качинского поднятия (междуречья рек Чурюк-су — Бодрак и Бодрак — Альма), правосдвиговые смещения, лучше проявленные в компетентной толще известняков датского яруса, чем в верхнеипрских, предполагаются для разломов с азимутом простирания 330–350.

Выводы. В ходе проведенного исследования разрывных структур на восточном склоне плато Чуфут-Кале выявлены зоны малоамплитудных разломов двух основных ориентировок и типов: северо-западной (Аз пр 290–310) — тектонические брекчий, связанные с правыми сбросо-сдвигами, и северо-восточной (Аз пр 40–50) — зоны интенсивной тре-

щиноватости левых взбросо-сдвигов. Разломы тех же ориентировок и кинематики широко проявлены в комплексе чехла в окрестностях Бахчисарая и ими обусловлена ориентировка элементов рельефа; севернее, на СЗ периклинали Качинского поднятия, правые сдвиги несколько меняют ориентировку на перпендикулярную простиранию слоистых толщ (Аз пр 330–350).

В соотношении мезоструктурных парагенезов запечатлелись несколько этапов их формирования, с разной ориентировкой главных напряжений: 1 — слабо выраженная — с северо-восточной ориентировкой сжатия; 2 — хорошо выраженная — с субширотным сжатием; 3 — хорошо выраженная — с субмеридиональным, в среднем — северо-северо-западным — сжатием. Обстановки СЗ сжатия, известные по литературным источникам [Курдин и др., 2017], проявлены здесь слабо, и их место в этой возрастной последовательности пока остается неясным и вероятно их как позднее, так и неоднократное проявление.

Если ориентировки северо-западного — северо-северо-западного сжатия обычно связываются с обстановками позднеальпийского сжатия [Расцветаев, 1977; Курдин и др., 2017; Макарова и др., 2018; Nikishin et al., 2014], то более ранние обстановки северо-восточного и субширотного сжатия могли иметь транспрессионную природу, связанную с особенностями динамики тектонических масс Крымско-Кавказского региона.

Благодарности. Автор благодарен аспиранту В.А. Федорчуку за помощь в сборе и документировании полевых материалов; д. г.-м.н., профессору А.М. Никишину, за полезную консультацию; к.г.-м.н., доценту Т.Ю. Тверитиновой и к.г.-м.н., доценту Н.Н. Курдину за проявленный интерес к работе и конструктивную критику.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Л.С., Тихоненков Э.П., Новик Н.Н., Чебаненко И.И. О структурной приуроченности эпицентров основных групп Крымских землетрясений // Геологический журнал. 1983. № 6. С. 64–69.
2. Борисенко Л.С., Чебаненко И.И., Шаталов Н.Н. и др. Новейшая тектоника Крыма по данным геолого-геофизических и аэрокосмических исследований // Геологический журнал. 1988. № 3. С. 3–11.
3. Вольфман Ю.М. Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма // Геофизический журнал. 2015. Т. 37, № 1. С. 100–120.
4. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я., Пустовитенко Б.Г., Милуков В.К. Избирательный характер проявления сейсмогенерирующих полей напряжений в пределах Средиземноморского пояса (по данным решению механизмов очагов землетрясений) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 64–79.
5. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования): Учебное пособие / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. 160 с.
6. Курдин Н.Н., Никитин М.Ю., Тверитинова Т.Ю. Разрывные нарушения мел-кайнозойского комплекса чехла Качинского антиклинория юго-западного Крыма // Полевые практики в системе высшего образования: Материалы 5-й Всероссийской конференции. СПб.: ООО «Изд-во ВВМ», 2017. С. 163–165.
7. Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Качинского поднятия Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 1997. С. 131–151.
8. Макарова Н.В., Макеев В.М., Галицкая И.В., Суханова Т.В. Новейшая тектоника Равнинного Крыма в связи с проблемами его водоснабжения // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 3. С. 3–11.
9. Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95–113.
10. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН РАН, 1987. С. 173–229.
11. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. М.: Изд-во ГЕОС, 2017. 234 с.
12. Семененко В.Н. Верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба // Геологический журнал. 2003. № 2. С. 31–58.
13. Спиридонов А.В., Калинина Н.С. Зоны вероятных очагов землетрясений Горного Крыма // Материалы Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов» (Москва, 2022) / Ред. А.О. Агибалов. М.: Перо, 2022. С. 103–107.
14. Тевелев Арк. В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 254 с.
15. Lygina E.A., Pravikova N.V., Chizhova E.R. et al. The eocene seismicity and paleogeography of Central Crimea // Moscow University Geol. Bull. 2022. Vol. 77, № 6. P. 682–692.
16. Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. P. 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2014. P. 1–15.
17. Rolland Y., Billo S., Corsini M. et al. Blueschists of the Amassia-Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Neo-Tethys subduction from E-Turkey to W-Iran // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2009. Vol. 98, No. 3. P. 533–550.

Статья поступила в редакцию 13.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023