

Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. 2

© Ю. М. Вольфман, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 24 июня 2014 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Продовжені розпочаті у статті 1 [Вольфман, 2014] опис і аналіз стереографічних моделей деформаційних режимів тектонічного розривоутворення та відповідних їм кинематичних обстановок. Наведені моделі та приклади прояву скидних, підкидних і підкидо-скидних деформаційних режимів. Обґрунтовано закономірна впорядкованість орієнтувань полів напружень, що зумовили процеси новітнього тектонічного розривоутворення у межах Гірського Криму, інверсійний характер прояву кинематичних обстановок, особливості трансформацій структуроутворюючих полів напружень і, відповідно, деформаційних режимів, а також роль тектонічних розривів тих чи інших структурно-кінематичних типів (у тому числі, покривно-насувних порушень) у структурі регіону. Показана необхідність внесення деяких коректив у постановку завдань, методологію та інтерпретацію результатів проведених тектонофізичних досліджень.

Ключові слова: тектонічне розривоутворення, поля напружень, деформаційні режими, кинематичні обстановки, стереографічні моделі, зсуви, підкиди, скиди.

Введение. В первой части этой статьи [Вольфман, 2014] на статистически представительном тектонофизическом материале было показано, что тектоническое разрывообразование в пределах Горного Крыма характеризуется широким спектром деформационных режимов и кинематических обстановок. Была методологически обоснована возможность построения стереографических моделей деформационных режимов путем осреднения параметров структурно-кинематических парагенезисов (СКП) тектонических разрывов и смещений, сформированных в сходных условиях. Будучи обеспеченными (как в количественном отношении, так и по территориальному охвату исследований) надежными фактическими данными, эти модели адекватно отражают региональные обстановки тектонического разрывообразования. При этом соотношение зеркал скольжения в парагенезисах, составляющих основу соответствующих моделей, характеризует степень влияния тех или иных деформационных режимов на процессы тектогенеза в регионе. Приведены модели сдви-

говых, взбросо- и сбросо-сдвиговых деформационных режимов и дано их описание. В этой части статьи обоснованы стереографические модели остальных деформационных режимов, проявившихся в пределах Горного Крыма, и показано значение результатов тектонофизических исследований для познания процессов сейсмотектогенеза и создания геолого-структурных моделей региона.

Сбросовые деформационные режимы ($\gamma^1 \geq 45^\circ$, $\gamma^2 \leq 30^\circ$, $\gamma^3 \leq 30^\circ$)¹ повсеместно проявлены в пределах Горного Крыма, уступая по количеству зафиксированных зеркал скольжения и соответствующих СКП лишь сдвиговым. Учитывая, что следы значительной части сбросовых смещений на сложенных известняками обрывах Крымских гор могли быть уничтожены процессами физико-химического выветривания, влияние сбросовых и сдвиговых режимов на про-

¹ γ^1, γ^2 и γ^3 — углы наклона главных осей нормальных напряжений (соответственно σ_1, σ_2 и σ_3) к горизонту, по [Гущенко и др., 1991; Гинтов, 2005].

цессы новейшего разрывообразования можно оценивать как приблизительно равнозначное.

Проявлению сбросовых режимов способствовали периодически возникающие обстановки растяжения земной коры в Крымском регионе [Вольфман, 2008], нашедшие свое отражение в широком распространении тектонических разрывов сбросового типа и соответствующих СКП. Поскольку ось σ_1 в сбросовых парагенезисах, по определению, занимает субвертикальное или близкое к нему положение (рис. 1, а), дифференциация режимов, в основном, обусловлена ориентировками оси σ_3 (рис. 1, б). Особенности этого распределения достаточно очевидны:

- максимумы ориентировок σ_3 сбросовых СКП имеют довольно выраженное "поясное" распределение по внешнему краю стереограммы и вдоль проекций субширотно ориентированных слабонаклонных (до 20—30°) дуг в северном и южном ее полушариях;
- эти максимумы весьма контрастны и, как правило, образуют пары, расположенные в диаметрально противоположных секторах стереограммы.

Таким образом, выделено шесть типов сбросовых деформационных режимов и построены их стереографические модели, которые отражают обстановки субмеридионального, субширотного, юго-восточного и юго-западного растяжений (рис. 2). Положения осей растяжения в моделях соответствуют максимумам σ_3 на рис. 1, б. Алгоритм реконструкции деформационных режимов, учитывая "поясное" размещение и

парное соответствие выделенных максимумов, позволяет обосновать еще две модели, соответствующие аномалиям (ж и з) на рис. 1, б. Однако это не было сделано по причине слабой контрастности указанных максимумов. Тем не менее следует отметить, что их положение полностью согласуется с секторальным распределением оси σ_3 для кинематических обстановок растяжения в регионе.

Объединение в одну модель тех "парных" моделей, которые на стереограмме характеризуются диаметрально противоположным положением максимумов осей σ_3 (например, а и б, г и д и др. на рис. 2), представляется некорректным по следующим причинам:

- во-первых, анализ условий залегания реальных разрывов в составе сбросовых парагенезисов показывает, что моделям с диаметрально противоположным положением осей σ_3 , как правило, соответствуют обособленные группы сбросовых структур, имеющих падение в противоположных направлениях;
- во-вторых, эта процедура снивелирует "поясное" распределение осей σ_3 , которое имеет значение для понимания региональных особенностей проявления деформационных процессов.

Следует отметить, что, как и в моделях других режимов, ориентировки структурообразующих "активных" осей напряжений (в данном случае — σ_3) соответствуют секторальному распределению ориентировок одноименных осей сдвиговых моделей.

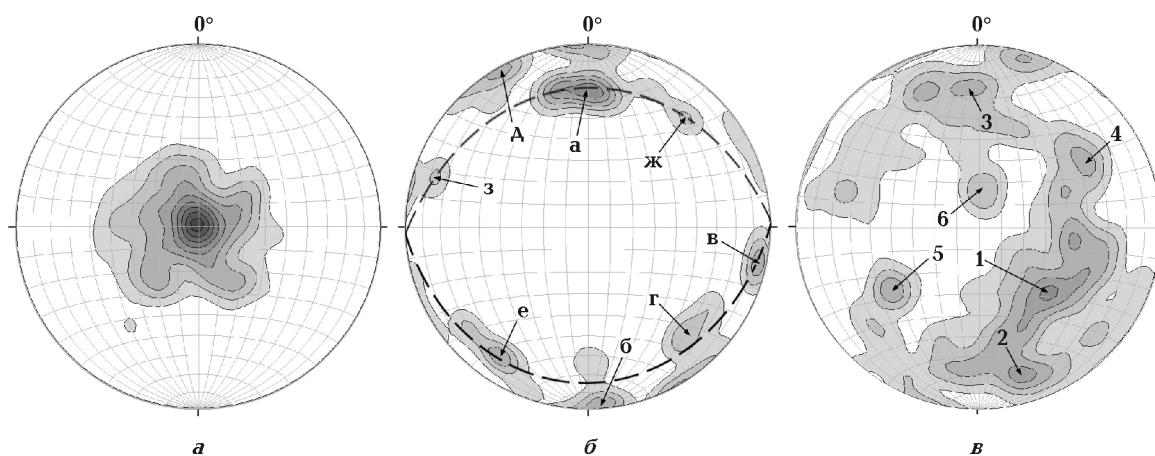


Рис. 1. Стереограммы распределения осей напряжений σ_1 (а), σ_3 (б) для СКП, сформированных в условиях сбросовых деформационных режимов, и полюсов разрывов сбросовых зеркал скольжения (в). Пояснения см. в тексте; здесь и далее — все построения на верхней полусфере.

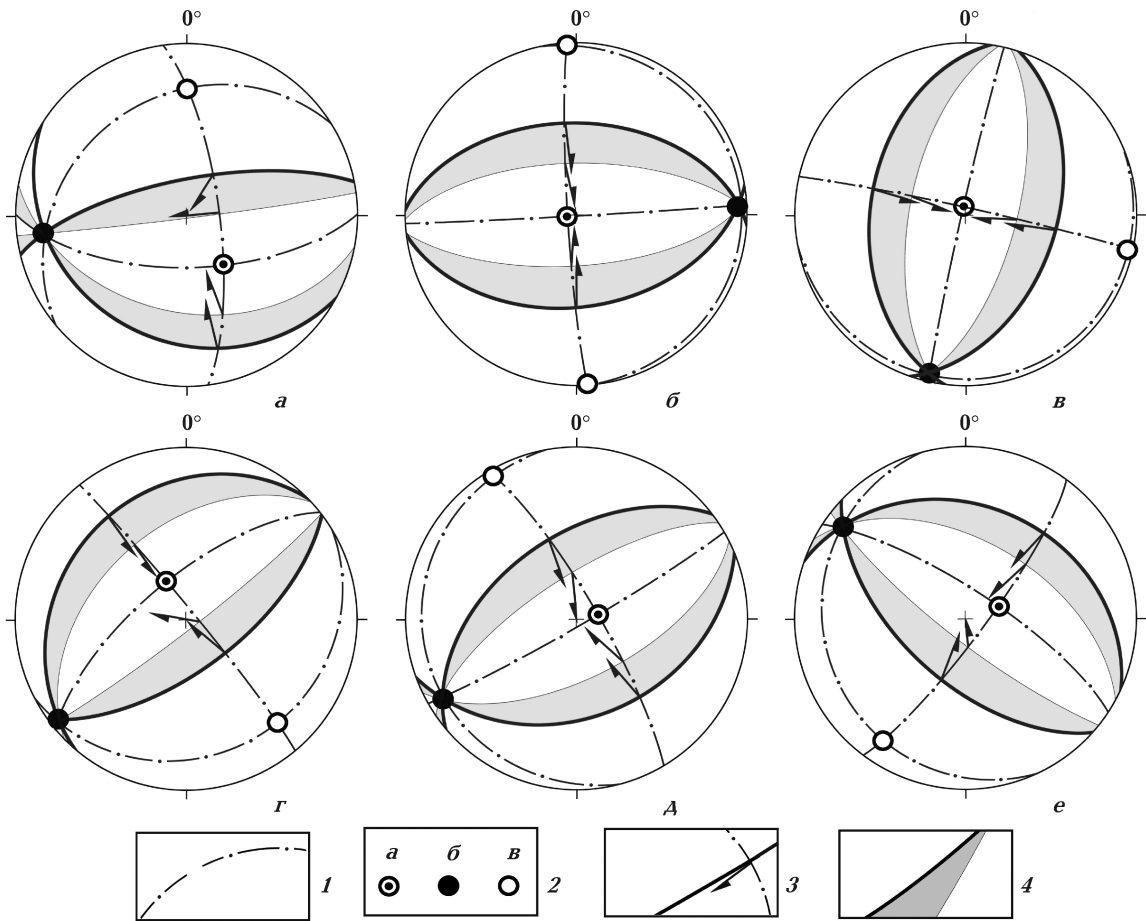


Рис. 2. Стереографические модели сбросовых деформационных режимов, обусловивших процессы новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма: а, б — субмеридионального растяжения; в — субширотного растяжения; г, д — юго-восточного—северо-западного растяжения; е — юго-западного—северо-восточного растяжения; 1, 2 — проекции плоскостей (1) и главных осей (2) нормальных напряжений (а — σ_1 , б — σ_2 , в — σ_3), 3 — векторы смещений, 4 — секторы наиболее вероятного разрывообразования.

Основу сбросовых СКП приблизительно в равной мере составляют собственно сбросы (с наклоном борозд $\geq 75^\circ$) и сдвиго-сбросы (с наклоном борозд $45\text{—}75^\circ$) [Вольфман, 2014], которые характеризуются широким разнообразием пространственных параметров. Это видно по распределению полюсов разрывов всех замеренных зеркал скольжения данного типа (рис. 1, в) и подтверждается примерами сбросовых СКП, приведенными на рис. 3. Наибольшее распространение имеют сбросы северо-восточной ориентировки с южным падением (рис. 1, в, максимум 1 и его окрестности). В меньшей мере проявлены разрывы субширотного (максимумы 2, 3) и северо-западного (максимумы 4, 5) простираций; в небольшом количестве присутствуют и субмеридиональные сбросовые структуры. Большая часть сбросов име-

ет падение в южных румбах. Однако часть структур, в том числе пологопадающие сбросы, образующие компактный максимум в центре стереограммы (максимум 6 на рис. 1, в), падает в северных и иных направлениях.

Есть основания полагать, что многие сбросовые смещения происходили на заключительных стадиях развития разрывных структур, так как в качестве сбросов зачастую активизировались ранее образовавшиеся разрывы иных структурно-кинематических типов: крутопадающие сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги субширотного и диагональных простираций. Об этом свидетельствуют: а) согласованность ориентировок простираций основных сдвиговых и сбросовых систем тектонических разрывов в регионе; б) случаи проявления борозд скольжения сбросового и иных типов на одной поверхности сместителя.

Из всего многообразия сбросовых нарушений результаты исследований позволяют вполне надежно обосновать наличие трех доминирующих систем тектонических разрывов в изучаемом регионе.

Первая система протягивается параллельно континентальному склону Черноморской впадины и в значительной мере предопределяет морфоструктурные особенности южных обрывов всех гряд Крымских гор. Она представляет собой совокупность ступенчатых (по-видимому, листрических) сбросов южного—юго-восточного, реже юго-западного падения. Разрывы этой

категории и соответствующие им СКП в разной степени проявлены практически повсеместно на Южном берегу Крыма (рис. 3 а, г, д).

Вторая группа сбросов преимущественно субширотного и северо-восточного простираний с падением в северных румбах (рис. 3, б, г) имеет хоть и меньшее, но также практически повсеместное распространение в пределах как южных, так и северных склонов Главной гряды Крымских гор.

Эти сбросовые системы, вероятно, представляют собой совокупности сингенетичных антитетических сбросов, сформировавшихся в об-

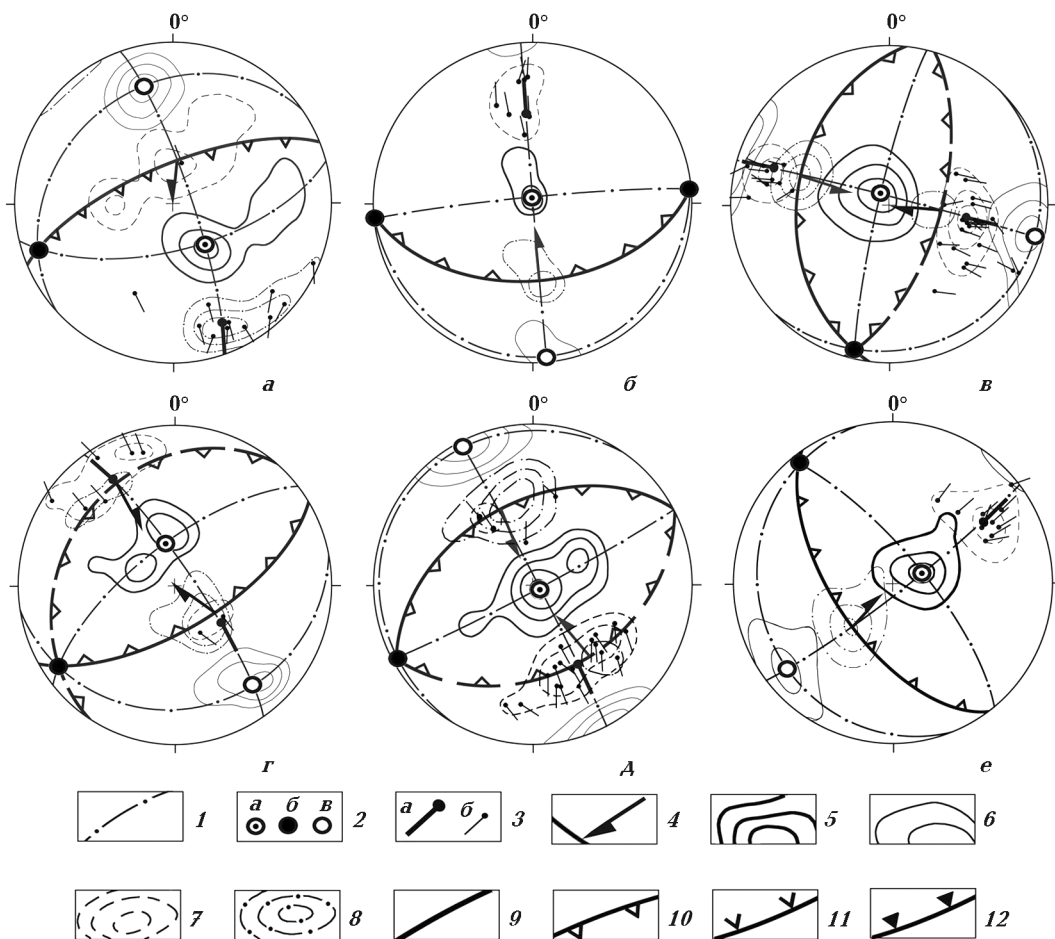


Рис. 3. Примеры СКП тектонических разрывов и смещений, сформированных в условиях сбросовых деформационных режимов: а, б — субмеридионального растяжения; в — субширотного растяжения; г, д — юго-восточного—северо-западного растяжения; е — юго-западного—северо-восточного растяжения; 1, 2 — проекции плоскостей (1) и главных осей (2) нормальных напряжений (а — σ_1 , б — σ_2 , в — σ_3), 3 — полюсы разрывов и траектории подвижек (а — по парагенезису в целом, усредненные значения, б — по отдельным зеркалам скольжения), 4 — положение усредненных векторов смещений по парагенезису (определено по максимуму плотностей проекций единичных векторов каждой системы), 5—8 — изолинии плотностей по совокупности замеров (5—6 — “квазиглавных” осей нормальных напряжений σ_1 (5), σ_3 (6), 7 — полюсов, 8 — векторов смещений), 9—11 — проекции плоскостей и характеристика структурно-кинematических типов разрывов (9 — сдвиги, 10 — сбросы, 11 — взбросы; 12 — надвиги (сплошные — основные, пунктирные — слабовыраженные)).

становках субмеридионального или диагонального растяжения. Предположение основано на особенностях строения и динамики Крымско-Черноморского региона, куда входят (с севера на юг): фланг Южно-Украинской моноклинали Восточно-Европейской платформы, Северо-Крымский прогиб, Скифская плита, Горно-Крымское сооружение и глубоководная котловина Черного моря. В условиях периодически проявляющихся обстановок регионального субмеридионального или диагонального (главным образом, юго-восточного—северо-западного) растяжения наиболее вероятна активизация разломных зон, ограничивающих как Черноморскую впадину, так и Северо-Крымский прогиб [Вольфман, 2008]. Формой проявления такой активизации являются системы антитетических сбросов в бортах каждой из указанных геоструктур. Таким образом, в пределах Горного Крыма практически повсеместно проявились как падающие на юг сбросовые системы северного борта Черноморской впадины, так и разрывы с падением в северных румбах, которые можно рассматривать как структурные аналоги сбросов южного борта Северо-Крымского прогиба.

Третья сбросовая система разрывов обусловила образование депрессионных структур Горного Крыма: межгорных (Байдарской, Варнаутской) и предгорной (Салгирской) впадин. Более высокое гипсометрическое залегание верхнеюрских комплексов по отношению к нижнемеловым, нередко отмечаемое вдоль границ этих депрессий, послужило основанием для утверждения, что эти структуры являются тектоническими или эрозионно-тектоническими "окнами", образовавшимися вследствие надвигания верхнеюрских пород на нижнемеловые. Однако наличие сбросовых смещений, установленное в бортовых частях меловых впадин и в непосредственной близости от них (при почти повсеместном отсутствии признаков надвигового перемещения верхнеюрских толщ по нижнемеловым), указывает на ведущую роль сбросовой тектоники в формировании депрессий Горного Крыма [Гинтов, 2005; Вольфман и др., 2006 и др.]. Учитывая доминирующее развитие сдвиговых и сбросовых структур в регионе, можно предположить, что борта депрессий представляют собой комбинацию этих разрывов по типу широко распространенных в мире при сдвиговых впадин — pull-apart basins [Mann et al., 1982 и др.].

Сбросовые деформационные режимы ($\gamma^1 \leq 30^\circ$, $\gamma^2 \leq 30^\circ$, $\gamma^3 \geq 45^\circ$) обусловили формирование широкого спектра структурно-кине-

матических типов разрывов (смещений) и их СКП: собственно взбросов (с наклоном борозд $\geq 75^\circ$ при углах падения плоскостей зеркал $>45^\circ$), сдвиго-взбросов (взбросов с некоторой сдвиговой составляющей) и надвигов (с углами падения $\geq 45^\circ$). Суммарная доля взбросо-надвиговых зеркал скольжения в базе тектонофизических данных не превышает 17%. При этом более широкое распространение имеют крутопадающие взбросы и сдвиго-взбросы, соответственно 5 и 8% от общего количества зеркал скольжения. Пологопадающие структуры, к которым отнесены как надвиги, в которых смещение висячего крыла происходило по восстанию сместителя, так и надвиги, имеющие существенную сдвиговую составляющую, в сумме составляют всего около 4% от числа зафиксированных смещений [Вольфман, 2014].

Дифференциация режимов предопределяется главным образом ориентировками осей σ_1 , поскольку оси σ_3 взбросовых парагенезисов по определению занимают субвертикальное положение (рис. 4, а, б). Особенности распределения максимумов σ_1 вполне очевидны: они локализованы практически в тех же сегментах стереограммы, что и максимумы σ_3 сбросовых деформационных режимов (см. рис. 1, б). При этом максимумы σ_1 парагенезисов взбросового типа также имеют "поясное" распределение вдоль проекций субширотно ориентированных дуг в северном и южном полушариях стереограмм. Кроме того, они весьма контрастны и образуют пары, локализованные в диаметрально противоположных секторах стереограммы. Указанные особенности распределения максимумов σ_1 послужили основанием для идентификации шести (точнее, трех пар) типов взбросовых деформационных режимов и построения соответствующих стереографических моделей. Две из них отражают обстановки субмеридионального (рис. 5, а, б), две — юго-западного—северо-восточного (рис. 5, в, г) и две — юго-восточного—северо-западного сжатия (рис. 5, д, е). Причины, по которым не проводилось объединение в одну модель "парных" моделей с диаметрально противоположным положением максимумов осей σ_1 , указаны выше при описании сбросовых режимов.

Как видно из приведенных моделей, в условиях указанных деформационных режимов теоретически равновероятно возникновение как взбросовых, так и надвиговых смещений. При этом надвигообразование, по-видимому, происходит на относительно небольших глубинах при избыточных горизонтальных напряжениях и

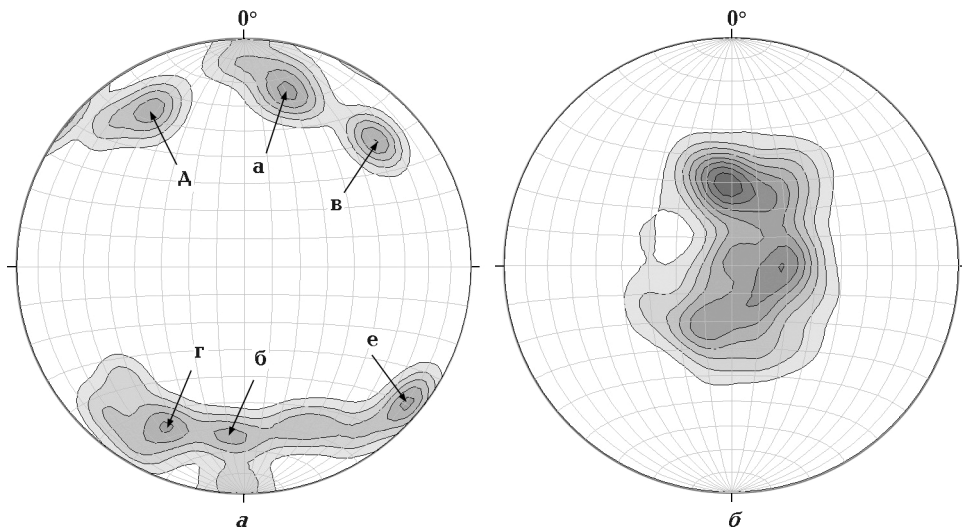


Рис. 4. Стереогаммы распределения осей напряжений σ_1 (а) и σ_3 (б) для СКП, сформированных в условиях взбросовых деформационных режимов. Обозначения максимумов σ_3 соответствуют одноименным моделям на рис. 5.

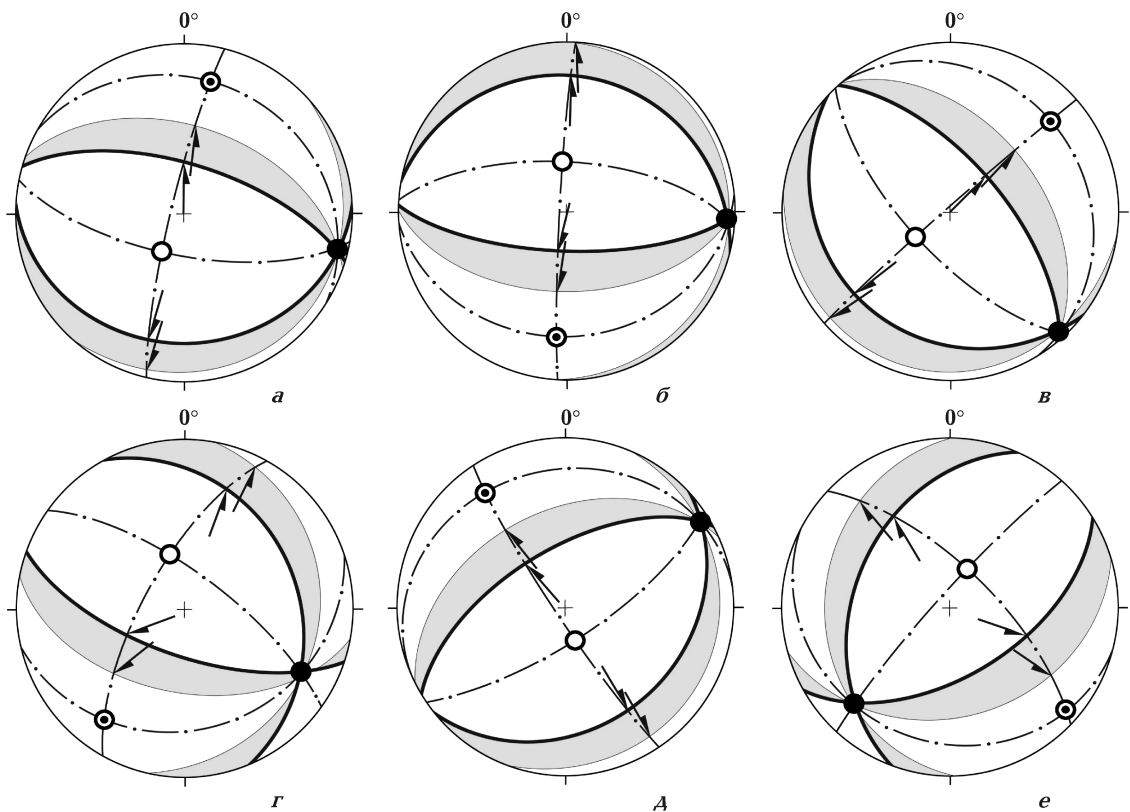


Рис. 5. Стереографические модели взбросовых деформационных режимов: а, б — субмеридионального, в, г — юго-западного—северо-восточного, д, е — юго-восточного—северо-западного сжатия. Условные обозначения см. на рис. 2.

сравнительно незначительном литостатическом давлении, что облегчает выдавливание пород висячего крыла разрыва в сторону свободной (земной) поверхности. В отличие от покровно-надвиговых моделей региона, постулирующих однонаправленное южное [Казанцев, 1982] либо северное (за исключением ретронадвигов) [Юдин, 2011; Юдин, Герасимов, 1997 б и др.] падение надвиговых структур, достоверно установленные в регионе надвиги падают как в северных, так и в южных румбах (рис. 6).

Ранее отмечалось, что структуры, вошедшие в состав взбросовых СКП, в количественном отношении значительно уступают сдвиговым и сбросовым парагенезисам. Тем не менее в отдельных пунктах наблюдений они являются доминирующими (Balakl_1; Morsk; Kadik_2 и др. [Вольфман, 2014, рис. 4, б]). Большая часть взбросов и сдвиго-взбросов имеет субширотное простирание; в меньшем количестве зафиксированы взбросы и сдвиго-взбросы северо-западной и северо-восточной ориентировок. Их формирование происходило главным образом в обста-

новках периодически проявляющегося продольного субгоризонтального (меридионального, реже юго-восточного или юго-западного) сжатия [Вольфман, 2008]. Роль надвиговых структур в строении региона рассмотрена отдельно (при обсуждении результатов).

Взбросо-сбросовые деформационные режимы ($\gamma^1 > 30^\circ$, $\gamma^2 < 30^\circ$, $\gamma^3 > 30^\circ$). Эта категория деформационных режимов также проявилась (хоть и в значительно меньшей степени, чем сдвиговые, сбросовые и взбросовые режимы) в СКП тектонических разрывов и смещений на всей территории Горного Крыма. По положению осей σ_1 и σ_3 (рис. 7, а, б) невозможно определить, в какой обстановке (сжатия или растяжения) формировался тот или иной парагенезис этого типа. Поэтому в качестве критерия распознавания обстановок использованы структурно-кинематические типы реальных зеркал скольжения в составе идентифицированных парагенезисов. Предполагается, что реализация напряжений в виде сбросов и близких к ним типам перемещений является следстви-

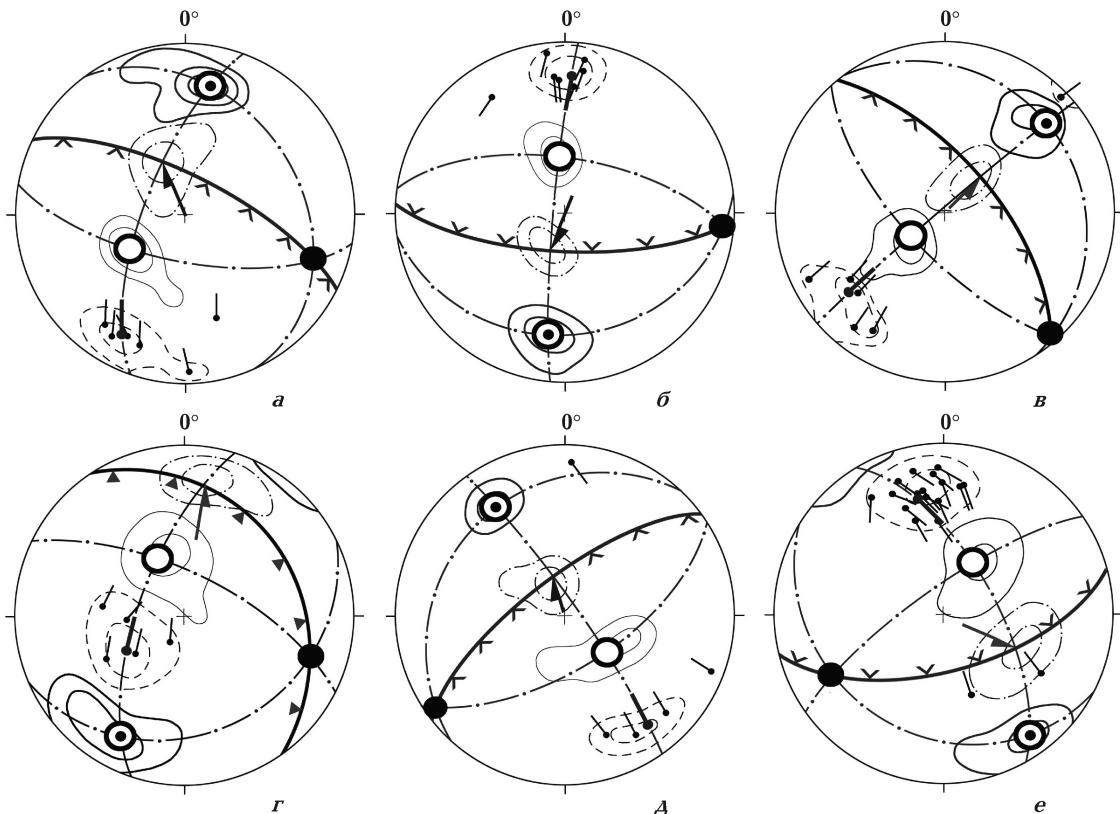


Рис. 6. Примеры структурно-кинематических парагенезисов тектонических разрывов и смещений, сформированных в условиях взбросовых деформационных режимов: а, б — субмеридионального, в, г — юго-западного—северо-восточного, д, е — юго-восточного—северо-западного сжатия. Условные обозначения см. на рис. 3.

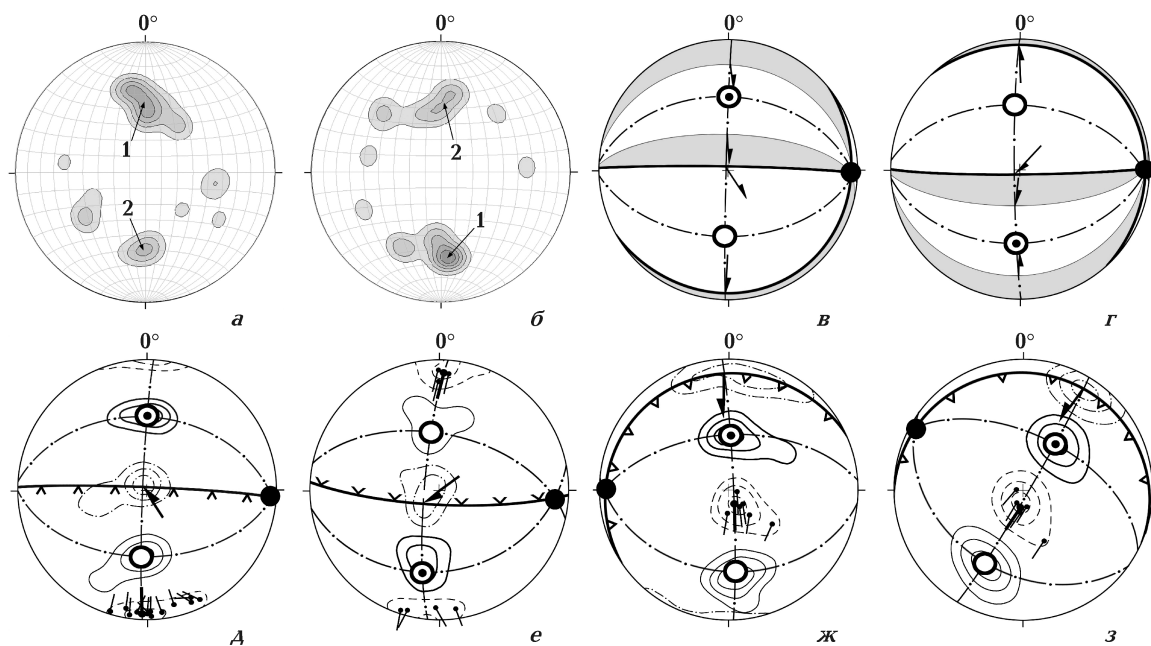


Рис. 7. Стереогаммы осей напряжений σ_1 и σ_3 (а, б), стереографические модели (в, г) и примеры СКП (д—з), сформированных в условиях взбросо-сбросовых деформационных режимов. Условные обозначения см. на рис. 2, 3.

ем обстановок растяжения; наличие же в составе парагенезиса взбросовых подвижек характеризует условия сжатия.

Анализ распределения основных параметров СКП, обусловленных влиянием взбросо-сбросовых режимов, показал, что уверенно выделяются две пары максимумов σ_1 и σ_3 (парные максимумы 1 и 2 на рис. 7, а, б), позволяющих обосновать соответственно два вида режимов этого типа. Полученные модели (меридионального сжатия—растяжения) являются симметричными антиподами друг друга, отражая инверсию напряжений с точностью до первых градусов (рис. 7, в, г). При этом следует отметить, что из двух сегментов возможного разрывообразования в каждой модели чаще реализуется тот, который имеет крутое падение (рис. 7, д, е), хотя наблюдаются и пологопадающие структуры, правда, исключительно сбросового типа (рис. 7, ж).

Следует добавить, что довольно уверенно идентифицируются также взбросо-сбросовые СКП, образовавшиеся в других кинематических обстановках — с диагонально ориентированными главными осями напряжений (рис. 7, з). Однако соответствующие модели не отстраивались по причине незначительного количества подобных СКП и слабой контрастности максимумов структурообразующих полей напряжений. Тем

не менее следует отметить, что и в этих парагенезисах положение осей σ_1 и σ_3 , как правило, согласуется с их секторальным распределением, установленным при анализе других деформационных режимов.

Слабопроявленные деформационные режимы. К этой категории отнесены режимы: октаэдрический ($\gamma^1 > 30^\circ$, $\gamma^2 > 30^\circ$, $\gamma^3 > 30^\circ$), одноосного сжатия и одноосного растяжения. Они реализовались в виде единичных СКП; примеры некоторых из них приведены на рис. 8. Недостаточное количество этих парагенезисов не позволяет обосновать статистически представительные модели, хотя некоторые выводы об особенностях проявления соответствующих режимов все же допустимы. Так, оси σ_1 парагенезисов одноосного сжатия имеют субмеридиональную, юго-западную и юго-восточную ориентировки, а в парагенезисах одноосного растяжения оси σ_3 тяготеют к субширотному и северо-западному направлениям (рис. 9). По-видимому, эти ориентировки не случайны, поскольку, как и в случаях проявления иных деформационных режимов (сбросовых, взбросовых и др.), они согласуются с направлениями соответствующих осей сдвиговых обстановок. Ограниченное распространение указанных парагенезисов может означать, что обусловившие их режимы проявлялись локально и с ними не

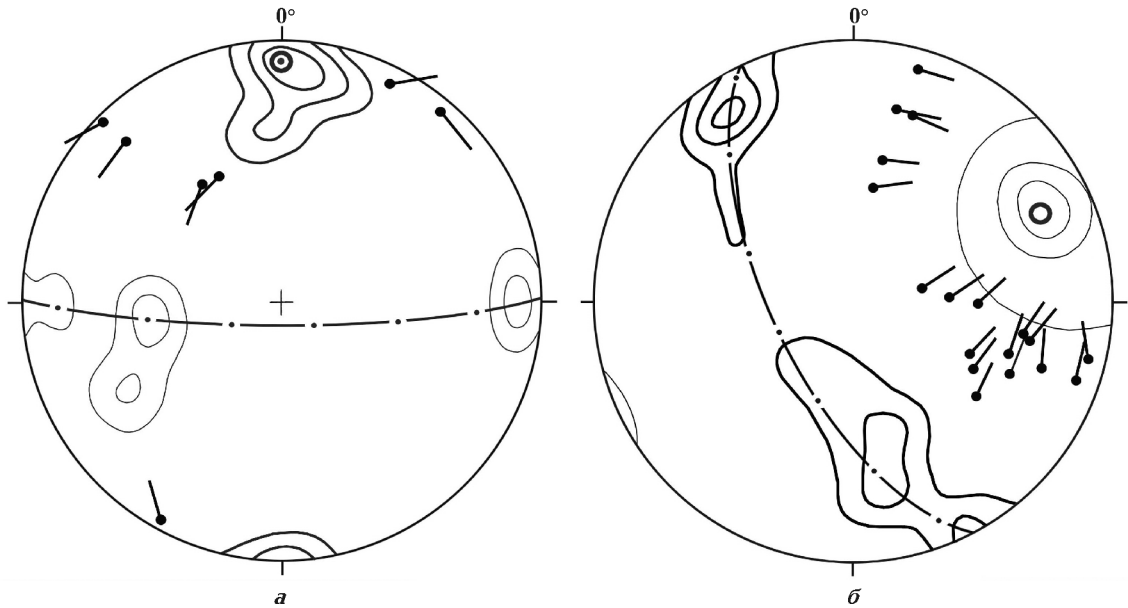


Рис. 8. Примеры СКП тектонических разрывов и смещений, сформированных в условиях деформационных режимов одноосного сжатия (а) и одноосного растяжения (б). Условные обозначения см. на рис. 3.

связано образование (активизация) сколько-нибудь крупных разломных зон. Следует добавить, что наличие СКП одноосного растяжения с субширотной ориентировкой оси σ_3 означает, что последняя выступает не только в роли "оси минимального сжатия" в обстановках субмеридионального сжатия, но и как активная "ось максимального субширотного растяжения", свидетельствуя о возможности проявления соответствующих кинематических условий в регионе.

Обсуждение результатов. Результаты проведенных исследований позволяют более аргументировано осветить некоторые, diskutируемые в настоящее время, аспекты строения Крымского региона и особенности проявления процессов новейшего тектогенеза в его пределах. В частности, представляется возможным обосновать:

- закономерную упорядоченность ориентировок полей напряжений, обусловивших процессы тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма;
- инверсионный характер проявления кинематических обстановок;
- некоторые особенности трансформаций структурообразующих полей напряжений и, соответственно, деформационных режимов;
- роль тектонических разрывов тех или

иных структурно-кинематических типов (в том числе покровно-надвиговых нарушений) в структуре региона.

Кроме того, полученные данные позволяют внести некоторые коррективы в постановку задач, методологию и интерпретацию результатов проводимых тектонофизических исследований.

Ниже эти аспекты рассмотрены в порядке их перечисления.

1. Анализ стереографических моделей деформационных режимов показал, что однотипные режимы характеризуются широким спектром ориентировок главных осей напряжений. В то же время для моделей режимов разных типов было отмечено сходство направлений осей σ_1 и σ_3 (рис. 9). Эти особенности обусловлены кинематическими обстановками в регионе, которые отражают изменяющиеся условия напряженного состояния земной коры — доминирующее сжатие или растяжение и их направления.

Из приведенных стереограмм видно, что в пределах Горного Крыма значительная часть моделей идентифицированных деформационных режимов характеризуется субгоризонтальным положением "активных" (обуславливающих соответственно обстановки сжатия и растяжения) осей σ_1 и σ_3 , которые отклоняются от горизонтального положения не более, чем на

30° (на рис. 9 — затенено). Даже в случаях проявления взбросо-сбросового, октаэдрического, одноосных сжатия и растяжения режимов проекции осей напряжений, как правило, не выходят за пределы указанной области или расположены в непосредственной близости от нее. Таким образом, основные особенности строения и геодинамического развития Крымского региона предопределены напряжениями горизонтального сжатия и растяжения, что постулируется положениями актуалистической геодинамики [Юдин, 2011; Юдин, Герасимов, 1997б и др.] и неоднократно подтверждалось результатами тектонофизических исследований [Новик, Вольфман, 1997; Гинтов, 2005; Вольфман и др., 2006; Муровская, 2012 и др.].

В построенных моделях деформационных режимов проекции осей сжатия σ_1 и растяжения σ_3 группируются на стереограммах в пределах четырех пар узких диаметрально противоположных секторов меридиональной, субширотной и диагональных ориентировок (на рис. 9 — темные сегменты). Полученные данные представляются вполне системными и во многом согласуются с результатами ранее выполненных тектонофизических исследований. Эта особенность регионального разрывообразования, намечен-

ная ранее по идентификации отдельных разрывов и их парагенезисов [Новик, Вольфман, 1997; Гинтов, 2005; Муровская, 2012 и др.], в настоящей работе получила свое подтверждение на более высоком иерархическом уровне — на обобщенных параметрах моделей деформационных режимов. Следует отметить, что подобная избирательность ориентировок осей напряжений (особенно осей сжатия) отмечена и в процессах современного сейсмического разрывообразования по данным анализа решений механизмов очагов землетрясений. Она характерна как для всего альпийского Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса [Гуценко, 1979 и др.], так и для отдельных его сегментов — Крымско-Черноморского региона, области Вранча, системы Загрос [Пустовитенко Б. Г., 1977, 2002; Пустовитенко А. А., 2002; Вольфман, 2013а, б]. Повсеместное распространение и строгая выдержанность ориентировок полей напряжений относительно сторон света дают основание полагать, что данные поля непосредственно или опосредованно обусловлены общепланетарными причинами, наиболее вероятными из которых являются лунно-солнечные приливные деформации тектоносферы и ротационные силы. Следует также отметить, что в сдвиговых моде-

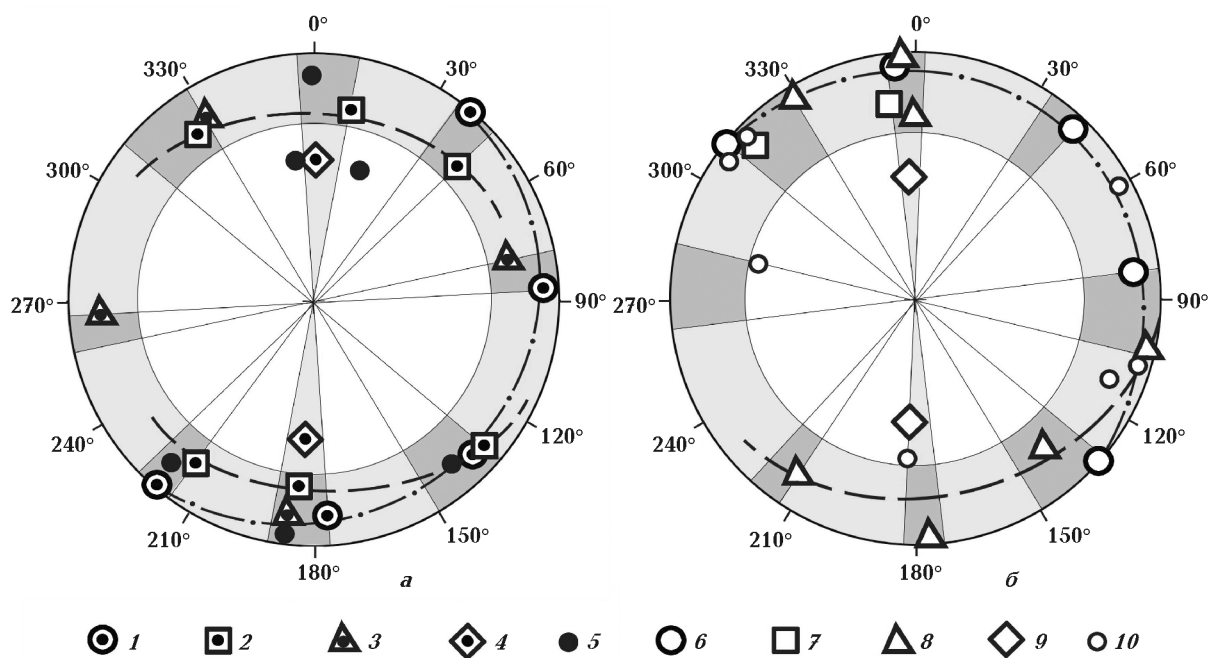


Рис. 9. Сводные стереограммы ориентировок осей σ_1 в моделях деформационных режимов сжатия (а) и осей σ_3 — в моделях деформационных режимов растяжения (б); 1—5 — проекции осей σ_1 сдвиговых (1), взбросовых (2), взбросо-сдвиговых (3), взбросо-сбросовых (4) деформационных режимов и СКП одноосного сжатия (5); 6—10 — проекции осей σ_3 сдвиговых (6), сбросо-сдвиговых (7), сбросовых (8), взбросо-сбросовых (9) деформационных режимов и СКП одноосного растяжения (10).

лях ориентировки осей ортогональных напряжений совпадают с направлениями максимальных касательных напряжений, соответствующих положению разрывов в моделях диагонального сжатия и наоборот. Это указывает на возможную взаимообусловленность этих систем напряжений: одна из них (вероятнее всего, ортогональная) трансформируется во вторую (диагональную) в процессе деформирования среды и релаксации накапливаемых напряжений.

2. Вторая важная особенность новейшего разрывообразования в регионе — инверсионный характер проявления кинематических обстановок — взаимная переориентировка максимальных и минимальных напряжений, когда оси σ_1 и σ_3 меняются местами. Эффект инверсии тектонических напряжений в различные периоды фанерозоя, в том числе в течение киммерийского и альпийского этапов (и даже в плейстоцене), был установлен по результатам тектонофизических исследований в Крыму, Карпатах, на Вольно-Подоллии и на Украинском щите [Новик, Вольфман, 1997; Гинтов, 2001, 2005; Вольфман, 2008 и др.]. В пределах Крыма и Северного Причерноморья чередование обстановок продольного субмеридионального сжатия и растяжения, обусловившее инверсионный характер изменения полей напряжений, нашло отражение в сложной полихронной цикличности колебательных движений земной коры региона. Эта цикличность является как длиннопериодной (в геологическом масштабе времени, отражая изменения обстановок в течение разных стадий позднеальпийского этапа [Вольфман, 2008]), так и короткопериодной, когда инверсия происходит в считанные годы и даже — месяцы. Об этом свидетельствуют сейсмологические данные по Крымско-Черноморскому региону: инверсия полей напряжений проявляется в решениях механизмов очагов землетрясений, локализованных в пределах одной и той же сейсмогенной зоны, но возникших в разных кинематических условиях и, соответственно, различающихся противоположными ориентировками осей напряжений [Пустовитенко Б. Г., 1977, 2002; Пустовитенко А. А., 2002; Вольфман, 2013б]. Попытки оценить периодичность кратковременных инверсий полей напряжений пока не привели к определенным выводам по причине малочисленности имеющихся данных.

В пунктах тектонофизических наблюдений эффект инверсии устанавливается по совместному проявлению СКП новейших тектонических разрывов и смещений, сформированных в противоположных кинематических обстанов-

ках (рис. 10). Особенно отчетливо это видно на примере сдвиговых деформационных режимов, представленных двумя парами моделей ортогонального и диагонального сжатия—растяжения [Вольфман, 2014, рис. 9]. Взаимная переориентировка осей сжатия—растяжения структурообразующих полей напряжений обуславливает возможность возникновения и активизации диагональных разрывов в условиях как субмеридионального сжатия (субширотного растяжения), так и субмеридионального растяжения (субширотного сжатия). При этом направления смещений вдоль этих разрывов изменяются на противоположные (рис. 11), поэтому нередки случаи, когда инверсионные обстановки находят отражение в зеркалах скольжения одного пункта наблюдений (см. рис. 10).

Приведенные данные позволяют обосновать ответ на замечание о том, что "наложив карты (построенные не с позиций покровно-надвиговой тектоники — авт.) различных авторов, изданных в разные годы, можно получить хаотическую картину различно расположенных прямолинейных пересекающихся линеаментов" [Юдин, Герасимов, 1997а, с. 4]. Действительно, зоны разломов, нашедшие отражение на разных геологических и тектонических картах, далеко не всегда совпадают по своему местоположению [Борисенко, 1983; Борисенко, Плахотный, 1997; Державна ..., 2005, 2006; Пивоваров и др., 1984 и др.]. Однако очевидна весьма существенная особенность в их распределении, а именно: преобладающая часть выделенных разломов отражает наличие системы диагонально ориентированных разрывов северо-западного и северо-восточного простираний. Кажущаяся хаотичность в их местоположении имеет объективные причины и вполне объяснима. Во-первых, каждое поле тектонических напряжений создает широкий спектр генетически связанных структурно-кинематических типов разрывов и смещений. Инверсия ортогонально ориентированных первичных полей напряжений делает эту картину, с одной стороны, более выраженной, поскольку разрывы и смещения типа L - и L' -сколов удовлетворяют обоим полям напряжений и могут активизироваться в условиях их воздействия, изменяя направление смещения на противоположное. С другой стороны, элементы структурно-кинематических парагенезисов иных типов (R - и R' -сколы, отрывы и др.) в условиях воздействия каждого из этих полей формируют собственные, отличные одна от другой системы, значительно усложняя структурный рисунок региона. Таким образом, в пределах зон

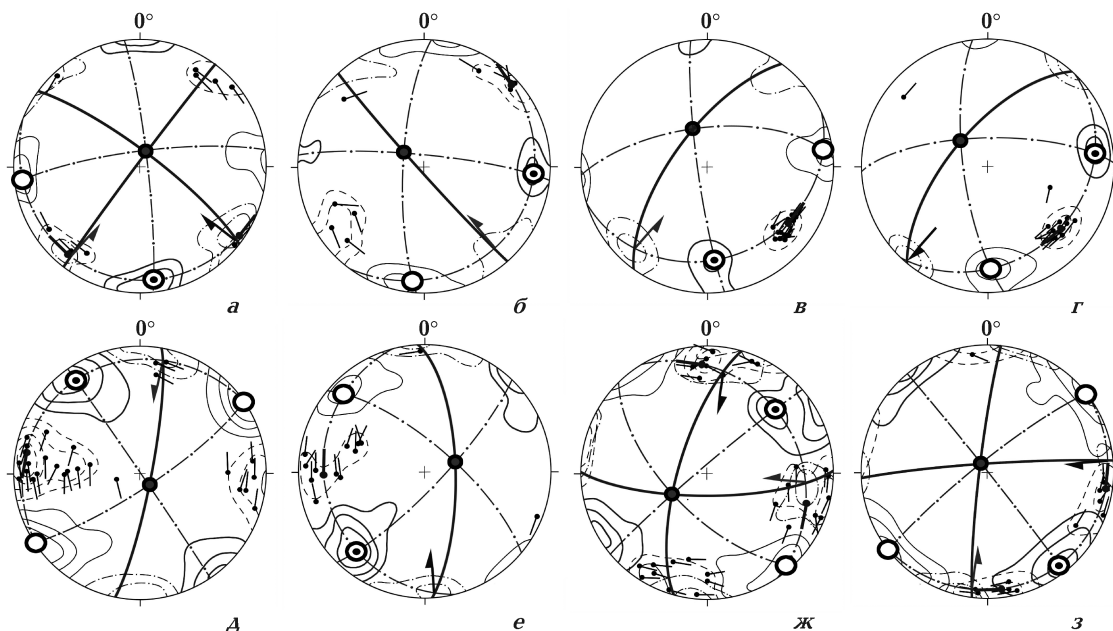


Рис. 10. Примеры проявления инверсионных кинематических обстановок в парных парагенезисах сдвиговых деформационных режимов: ортогонального (а, б — пункт StCrim, в, г — пункт Kokasan) и диагонального (д, е — пункт StCrim, ж, з — пункт ForosV) сжатия—растяжения. Условные обозначения см. на рис. 3.

динамического влияния разноранговых диагональных структур будут формироваться локальные разрывы различных ориентировок и структурно-кинематических типов, многие из которых фиксируются при геолого-съёмочных работах и учитываются при структурно-тектонических построениях как самостоятельные разломы. Во-вторых, согласно ранговой иерархии тектонических разрывов [Лобацкая, 1983; Шерман и др., 1983; Гинтов, Исая, 1988], одной из их характеристик является мощность (ширина) зоны динамического влияния. Так, мощность зоны влияния Салги́ро-Октябрьского разлома², определенная по ширине присдвиговых деформаций (включая массив Чатырдаг), составляет около 20 км [Гончар и др., 2004]. Ширина зон динамического влияния Бельбекского, Качинского и других разломов, выраженная зоной хрупкопластичных присдвиговых деформаций, достигает 5 км [Вольфман и др., 2008]. Отдельные элементы этих зон, проявляющиеся в виде ло-

кальных разрывов, также могут создавать впечатление их хаотического распределения.

3. Ранее отмечалась некоторая асимметричность в распределении аномалий полюсов разрывов и осей сжатия—растяжения, которая согласуется с общим наклоном Крымского горного сооружения на северо-запад. Это обусловлено возникновением (активизацией) значительной части вертикальных тектонических разрывов в период, соответствующий началу последнего этапа горообразования (поздний миоцен), когда залегание пород было близким к горизонтальному [Вольфман, 2014].

Однако весьма отчетливо проявляется и “поясное” (вдоль субширотно ориентированных дуг на стереограмме) распределение проекций осей σ_1 и σ_3 моделей деформационных режимов, а также не укладывающиеся в какую-либо систему их отклонения от условно первичного (горизонтального) положения (см. рис. 9). При этом сохраняется секторальное распре-

² Строго говоря, Салги́ро-Октябрьский разлом — это система сочленяющихся разломных зон, различных как по ориентировке (южный фланг в пределах Горного Крыма — северо-западного, северный фланг в пределах Равнинного Крыма — субмеридионального простираения), так и по структурно-кинематическому типу и условиям образования. Поскольку его южный фланг отделяет западную часть Горного Крыма от восточной, более правильным было бы назвать его “Центрально-Горнокрымским разломом”. Однако во избежание путаницы, обусловленной разными названиями одних и тех же структур, мы сохраним традиционное название — Салги́ро-Октябрьский разлом, имея в виду только его фрагмент, локализованный в пределах Горного Крыма. — *Прим. автора.*

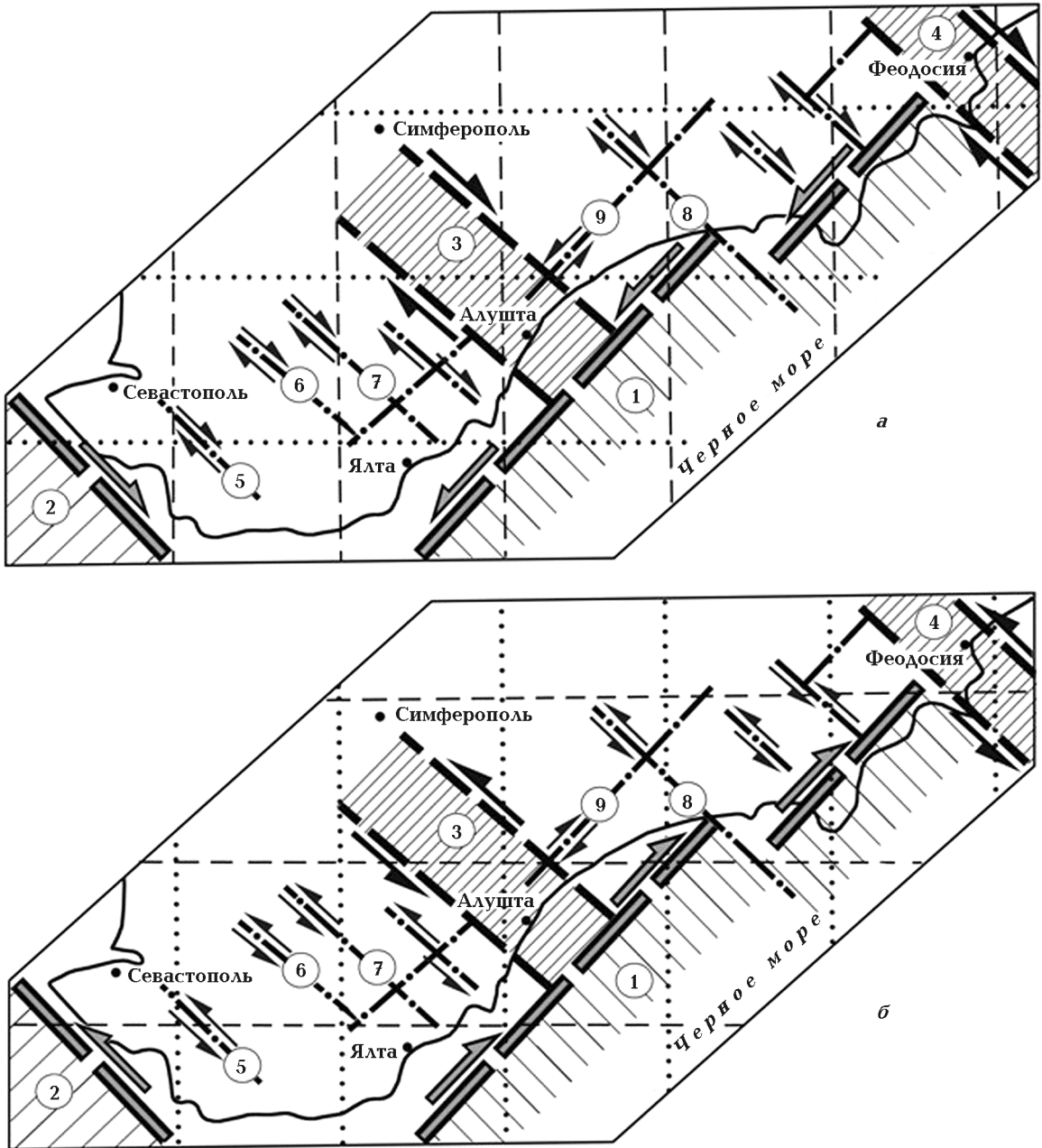


Рис. 11. Примеры картографических реконструкций сдвиговых полей напряжений для разных кинематических обстановок в пределах Горного Крыма (*а* — меридионального сжатия—широтного растяжения, *б* — широтного сжатия—меридионального растяжения), обусловивших формирование (активизацию) зон сдвиговых разрывов, соответствующих этим обстановкам. Пунктир — ориентировка осей максимального сжатия—минимального растяжения (σ_1), точечные линии — ориентировка осей минимального сжатия—максимального растяжения (σ_3), стрелки — направления перемещения вдоль разрывов. Цифры в кружках — названия зон разломов разных рангов: 1, 2 — крайние части зон динамического влияния Южно-Крымского или Южнобережного (1) и Одесско-Синопского (2) глубинных разломов; 3, 4 — Салгиро-Октябрьская (3) и Феодосийско-Бакальская (4) зоны региональных разломов; 5—9 — зоны локальных разломов (5 — Чернореченского, 6 — Бельбекского, 7 — Качинского, 8 — Молбайского, 9 — Демерджинского).

ление ориентировок осей напряжений, которое свидетельствует о том, что в процессе разрывообразования имеют место локальные транс-

формации систем напряжений. Они происходят главным образом путем "опрокидывания" первичных (сдвиговых) систем относительно го-

ризонтовой поверхности. При этом оси сжатия σ_1 и растяжения σ_3 несколько изменяют углы падения, сохраняя свои ориентировки относительно сторон света. Учитывая количественное соотношение структур, сформированных в обстановках сдвиговых и остальных деформационных режимов, проявление последних можно считать следствием локальных трансформаций именно сдвиговых систем напряжений. Эта закономерность проявляется как в пределах относительно слабоактивных районов, где процессы новейшего разрывообразования происходят, преимущественно, в условиях сдвиговых деформационных режимов (внутренние участки Горного Крыма), так и в зонах повышенной новейшей тектонической активности — в сейсмогенных структурах в пределах морских акваторий. В сейсмологии известны случаи, когда характер и направленность напряжений и деформаций существенно трансформировались в пределах одной очаговой зоны в процессе ее афтершоковой активизации [Пустовитенко Б. Г., 2002; Газлийские ..., 1986 и др.].

Как проявление трансформаций региональных (или "мегарегинальных", по [Гущенко, 1979]) полей напряжений можно рассматривать разнообразие деформационных режимов (взбросовых, в меньшей мере взбросо-сбросовых, сбросовых и взбросо-сдвиговых), обусловивших возникновение сейсмогенных разрывов в очагах землетрясений Крымско-Черноморского региона [Пустовитенко Б. Г., 1977, 2002; Пустовитенко А. А., 2002 и др.]. Это разнообразие отражает наличие зональности, выражающейся в усложнении типов разрывных деформаций в направлении от Крымского полуострова к центру Черноморской впадины. При этом следует отметить, что:

- ориентировки осей структурообразующих полей напряжений в очагах землетрясений соответствуют секторальному распределению осей в моделях деформационных режимов Горного Крыма, отражая общность кинематических обстановок процессов разрывообразования в геодинамической системе "субокеаническая впадина — континентальная окраина";
- в решениях механизмов очагов крымских землетрясений отсутствуют устойчивые признаки субдукции, квазисубдукции или поддвига субокеанической коры Черноморской впадины под полуостров.

Обратная зональность наблюдается по направлению к основным сейсмогенерирующим структурам турецкого побережья Черного мо-

ря, где доминирует сдвиговый характер деформаций очаговых зон.

4. Роль тектонических разрывов тех или иных структурно-кинематических типов в структуре региона обосновывается главным образом количественными соотношениями зафиксированных разрывов (зеркал скольжения) и их парагенезисов, которые, как было отмечено выше, являются прямыми признаками относительно недавних перемещений горных массивов с однозначно определяемыми направлениями этих перемещений. Согласно этим соотношениям, структурную основу Крымского региона (в порядке значимости) составляют:

- а) субвертикальные сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги диагональных ориентировок, которые формируются в условиях одноименных деформационных режимов, обусловленных инверсионными обстановками продольного субмеридионального сжатия или растяжения. Зоны этих разрывов (Салгино-Октябрьская, Демерджинская, Бельбекская, Качинская, Чернореченская и др. (см. рис. 11)) играют определяющую роль в структуре Горного Крыма и его обрамления;
- б) сбросовые и сдвиго-сбросовые нарушения, образовавшиеся в обстановках субгоризонтального меридионального или диагонального растяжения. Основные из них (с падением в южных румбах) образуют системы, которые протягиваются субпараллельно континентальному склону, предопределяя морфоструктурные особенности обрывов Главной гряды Крымских гор и северного борта Черноморской впадины. В меньшем количестве, однако практически повсеместно, распространены сбросовые разрывы с падением в северных румбах, которые рассматриваются как структурные аналоги сбросов южного борта Северо-Крымского прогиба;
- в) субвертикальные сдвиговые, сбросо- и взбросо-сдвиговые разрывы меридионального или широтного простираний, обусловленные воздействием диагонально ориентированных систем напряжений. Зоны ортогональных тектонических нарушений в количественном отношении и по своим параметрам (длина, ширина зоны динамического влияния) проявлены слабее, чем системы диагональных разломов. Тем не менее некоторые из них идентифицируются вполне уверенно (например, Георгиевский правосдвиговый разлом меридионального простирания в балке Мраморная у г. Севастополь);
- г) структурный рисунок региона довершают пре-

имущественно субширотно или диагонально ориентированные взбросы, сдвиго-взбросы и надвиги, образовавшиеся соответственно в обстановках субгоризонтального меридионального или диагонального сжатия.

Поскольку в некоторых геолого-структурных и геодинамических моделях Крымского региона основная роль отводится покровно-надвиговым структурам при полном игнорировании сдвиговых и сбросовых типов деформаций [Казанцев, 1982; Юдин, Герасимов, 1997б; Юдин, 2011; Тектонічна ..., 2004 и др.], целесообразно более детально остановиться на особенностях регионального надвигообразования и причинах его относительно ограниченного проявления. Результаты тектонофизических исследований показывают, что надвиги в пределах Горного Крыма занимают хоть и не столь существенное, как отмечается в вышеперечисленных работах, но вполне определенное место в его строении. Факт наличия и параметры надвиговых структур устанавливаются как прямыми наблюдениями зеркал скольжения на поверхностях крупных разрывов с замерами их элементов залегания и векторов перемещений (например, Балаклавский надвиг — рис. 12, а), так и по совокупности зеркал надвигового типа при отсутствии в пункте наблюдения видимой поверхности основного нарушения (Западно-Сухореченский надвиг — рис. 12, б). По-

следнее возможно благодаря тому, что при масштабных надвиговых перемещениях на трущихся поверхностях сместителя и на стенках оперяющих трещин возникают зеркала скольжения, которые указывают на направление перемещения и проявляются в пределах зоны динамического влияния надвига, мощность которой пропорциональна длине нарушения, амплитуде перемещения и пр. [Лобацкая, 1983; Шерман и др., 1983 и др.]. Поэтому даже при отсутствии в пункте наблюдения видимой поверхности основного сместителя признаки его в виде разрозненных надвиговых зеркал скольжения фиксируются в широком диапазоне разреза. Пример Западно-Сухореченского надвига (см. рис. 12, б) показывает, что в случае интенсивного развития крупных надвигов в пределах Горного Крыма, последние обязательно нашли бы свое количественное выражение в зеркалах скольжения соответствующего структурно-кинематического типа, чего не наблюдается в действительности [Вольфман, 2014, рис. 4, 5].

Тем не менее надвиговые структуры отнюдь не являются элементами, в принципе "чужеродными" для Крымского региона, поскольку имеются объективные предпосылки как для их возникновения, так и для их ограниченного распространения. С одной стороны, процесс надвигообразования облегчается наличием свободной (земной) поверхности, в сторону кото-

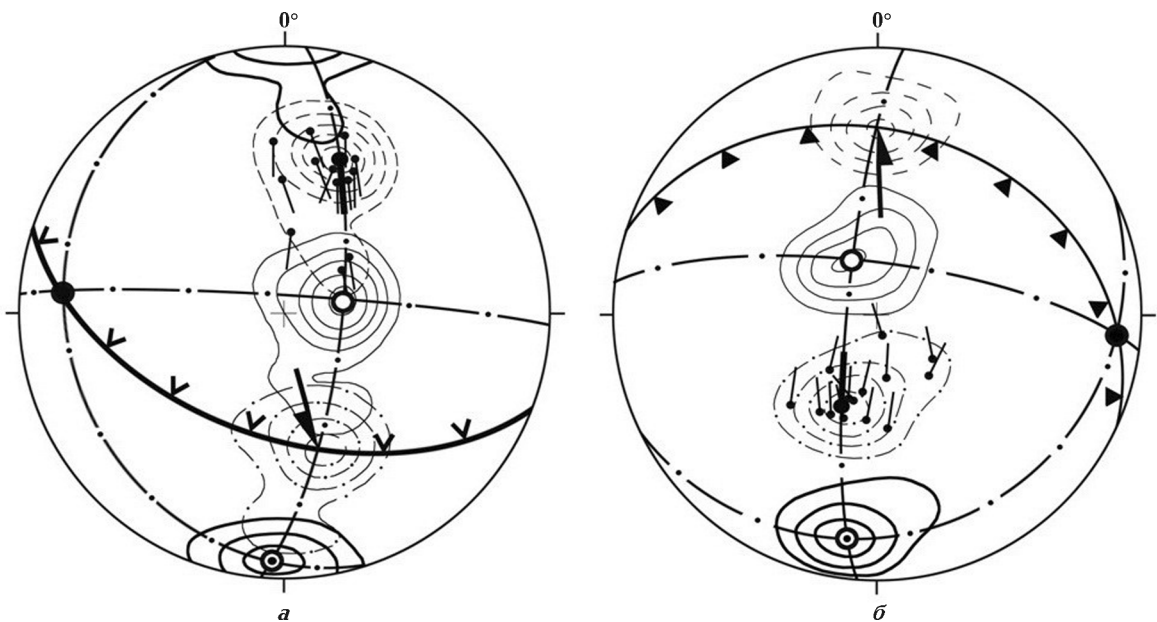


Рис. 12. Стереографические модели Балаклавского (а) и Западно-Сухореченского (б) надвигов в верхнеюрских отложениях. Условные обозначения см. на рис. 3.

рой в условиях продольного сжатия и избыточных горизонтальных напряжений может происходить выдавливание горных пород. С другой стороны, этому препятствует литостатическое давление, величина которого возрастает с глубиной. Поэтому для реализации надвигообразования система напряжений должна претерпеть трансформацию таким образом, чтобы субвертикальное положение заняла ось σ_3 , т. е. напряжения, обусловленные литостатическим давлением и трением горных пород, действующим вдоль плоскости формирующегося надвига, должны стать меньше горизонтальных составляющих системы напряжений. Следовательно, ограниченное развитие новейших покровно-надвиговых структур в пределах Горного Крыма свидетельствует об относительно слабых (по сравнению с типичными покровно-складчатых системами, например Карпатами) напряжениях сжатия в Крымском регионе в позднеальпийское время. Этот вывод согласуется с результатами сравнительного анализа тектонических движений при формировании орогенов Украинских Карпат и Горного Крыма [Гинтов и др., 2002; Гинтов, 2005]. Не исключается более интенсивное проявление процессов надвигообразования в киммерийскую эпоху развития Крымского региона, когда на границе ранней и средней юры произошло интенсивное деформирование флишевых комплексов таврической серии (T_2-J_1). Однако и в этом случае, как показывает пример Соколинского меланжа, роль и масштабы проявления надвиговых структур в моделях региона, построенных с позиций покровно-надвиговой тектоники, являются преувеличенными. Некоторые из описанных в литературе надвиговых зон не получили подтверждения в ходе тектонофизических исследований или оказались тектоническими разрывами иных структурно-кинематических типов [Вольфман и др., 2008 и др.].

Таким образом, надвиговые нарушения Горного Крыма не играют той роли, которая отведена им в покровно-надвиговых моделях региона. Они занимают вполне определенную структурную нишу среди тектонических разрывов различных типов, уступая в количественном отношении как сдвиговым и сбросовым, так и взбросовым нарушениям. Учитывая местоположение и количественное соотношение сдвиговых и надвиговых нарушений, образованных в однотипных кинематических обстановках, можно полагать, что эти категории тектонических разрывов взаимосвязаны. При этом надвиги являются "компенсационными" структурами: они

образуются в зонах динамического влияния нарушений сдвигового типа, когда возможности релаксации напряжений путем пластических деформаций и перемещений вдоль сдвигов полностью исчерпаны. Подобная связь достаточно уверенно прослеживается на сейсмологическом материале во взаимоотношениях очаговых зон сдвигового и взбросового типов сейсмогенеза системы Загрос. Здесь к основной правосдвиговой зоне северо-западного простирания, обусловленной региональным субмеридиональным сжатием, примыкают субширотно ориентированные взбросо-надвиговые зоны более низкого ранга, сформированные в той же кинематической обстановке [Вольфман, 2013б].

Все вышеизложенное накладывает определенные ограничения на методологию проведения и анализа региональных тектонофизических исследований.

Так, некорректной представляется постановка задачи по построению сводной карты поля напряжений для территорий тектонически активных регионов, поскольку само поле весьма динамично и вариативно как вследствие резких изменений кинематических обстановок (в том числе инверсионных), так и в результате его локальных трансформаций в пределах зон динамического влияния разломов разных структурно-кинематических типов. По этой причине и кинематические характеристики крупных зон разломов также не являются постоянными, поскольку изменяются во времени в соответствии с переориентировкой осей максимальных и минимальных напряжений. Последнее обстоятельство следует учитывать при структурно-тектонических и геодинамических построениях. Поэтому в качестве моделей напряженно-деформированного состояния земной коры логичнее использовать картографические реконструкции полей напряжений для определенных кинематических обстановок в регионе с идентификацией типов тектонических разрывов, соответствующих этим обстановкам. На рис. 11 приведены схематические примеры подобных реконструкций основных обстановок формирования сдвиговых систем разрывов: меридионального сжатия (рис. 11, а) и меридионального растяжения (или широтного сжатия — рис. 11, б). Для полноты картины следует отметить, что в первом случае также формируются субширотно ориентированные взбросы и надвиги, во втором — нарушения преимущественно сбросового и сдвиго-сбросового типов.

Учитывая секторальный характер ориентировок главных осей структурообразующих по-

лей напряжений и возможность многократных повторений однотипных кинематических обстановок на разных стадиях геологического развития региона, также не совсем корректным представляется выстраивание хронологических последовательностей условий разрывообразования по результатам тектонофизических исследований, если при этом не используются другие критерии определения возрастных соотношений разрывов.

Выводы. Предложенный алгоритм тектонофизического изучения новейшего тектонического разрывообразования апробирован на статистически представительном полевом материале. Он предполагает последовательное выделение структурно-кинематических парагенезисов тектонических разрывов и смещений (СКП), идентификацию обусловивших их формирование деформационных режимов, построение стереографических моделей СКП и деформационных режимов и анализ кинематических обстановок разрывообразования.

Согласно полученным результатам, изучаемый регион в течение новейшего времени представлял собой геодинамическую систему, подверженную влиянию разных кинематических обстановок, которые нашли отражение в реконструированных структурообразующих полях напряжений и в формировании соответствующих структурно-кинематических типов разрывов. Основные особенности этих полей: а) субгоризонтальное положение "активных" осей напряжений, предопределивших те или иные кинематические обстановки; б) инверсионный характер систем напряжений; в) секторальное распределение ориентировок главных осей, которое характеризует закономерные изменения кинематических условий в регионе и сохраняется даже при локальных трансформациях полей напряжений.

Обосновано соотношение разрывов разных структурно-кинематических типов в пределах Горного Крыма, свидетельствующее о доминирующей роли сдвиговых, сбросовых и близких к ним (взбросо- и сбросо-сдвиговых, сдвиго-сбросовых) типов разрывов. Таким образом, тектонические и геодинамические модели, основанные на представлениях об исключительно покровно-надвиговом строении Крымского региона, не учитывают всего многообразия прояв-

ления процессов разрывообразования и находятся в противоречии как с обстановками и деформационными режимами сейсмотектогенеза, так и со структурно-кинематической характеристикой значительной части новейших тектонических разрывов. Поскольку выводы, полученные с применением тектонофизических методов, базируются на анализе прямых признаков условий новейшего разрывообразования и статистически вполне обеспечены, какие-либо структурно-тектонические или геодинамические построения, противоречащие этим выводам, можно полагать либо неверными, либо неполными. "Утерянные" системы сдвиговых и сбросовых нарушений должны занять соответствующее место в структурных построениях и стать неотъемлемым элементом геодинамических моделей всех масштабов и уровней.

Установленные закономерности проявления деформационных режимов и соотношения структурно-кинематических типов тектонических разрывов и смещений носят концептуальный характер и могут составить надежную, обоснованную фактическим материалом основу новой парадигмы сейсмотектогенеза и геодинамического развития Крымского региона. Ее основные положения: а) доминирующее влияние на формирование структуры региона горизонтальных инверсионных сжимающих и растягивающих напряжений; б) учет многообразия проявлений деформационных режимов и типов разрывных структур, преобладающими среди которых являются сдвиговые и сбросовые режимы и обусловленные ими тектонические деформации. Эта парадигма, не отрицая основных положений новой глобальной тектоники, объективно отразит основные структурные особенности ее проявления в Крымском регионе.

Благодарности. Выполнение настоящей работы было бы невозможным без постоянной помощи и поддержки со стороны сотрудников отдела сейсмологии Е. Я. Колесниковой, А. М. Останина и отдела тектонофизики Института геофизики НАН Украины О. Б. Гинтова, А. В. Муровской, М. Л. Прядун и других. Всем коллегам автор чрезвычайно признателен за незабываемые впечатления от совместно проведенных полевых работ, за плодотворные дискуссии и полезные советы.

Список литературы

- Борисенко Л. С. Разрывные нарушения Горного Крыма. *Геол. журн.* 1983. № 2. С. 126—129.
- Борисенко Л. С., Плахотный Л. Г. Геодинамика Крымско-Черноморского региона как следствие многоуровневого тектогенеза. Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет, 1997. С. 54—64.
- Вольфман Ю. М. Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. 1. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 93—112.
- Вольфман Ю. М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 101—114.
- Вольфман Ю. М. Отражение разноранговых систем напряжений и их трансформаций в процессах сейсмостектогенеза. *Геодинамика.* 2013а. № 2. С. 31—33.
- Вольфман Ю. М. Структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных зон системы Загроса (по данным решений механизмов очагов землетрясений). *Геофиз. журн.* 2013б. Т. 35. № 2. С. 38—64.
- Вольфман Ю. М., Гинтов О. Б., Колесникова Е. Я., Лазаренко О. Е., Останин А. М. Структурные и тектонофизические аспекты решения некоторых спорных вопросов геодинамики Горного Крыма. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 2. С. 23—38.
- Вольфман Ю. М., Гинтов О. Б., Останин А. М., Колесникова Е. Я., Муровская А. В. О роли структурно-кинематической идентификации тектонических разрывных нарушений в формировании представлений о структуре и геодинамике Крымского региона. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 1. С. 49—61.
- Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Под ред. Г. А. Мавлянова. Ташкент: Фан, 1986. 368 с.
- Гинтов О. Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит. *Геофиз. журн.* 2001. Т. 23. № 4. С. 69—82.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б., Исая В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.
- Гинтов О. Б., Корчемагин В. А., Сим Л. А. Украинские Карпаты и Горный Крым — сходство и различие кинематических характеристик тектонических движений (тектонофизический анализ). *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 6. С. 75—92.
- Гончар В. В., Паталаха Е. И., Гинтов О. Б. Модели растяжения и приразломного включения в палеотектонической реконструкции Горного Крыма. *Доп. НАН України.* 2004. № 6. С. 112—118.
- Гущенко О. И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в литосфере.* Москва: Наука, 1979. С. 26—51.
- Гущенко О. И., Мострюков А. О., Петров В. А. Структура поля современного регионального напряжения сейсмоактивных зон земной коры восточной части Средиземноморского активного пояса. *Докл. АН СССР.* 1991. Т. 312. № 4. С. 830—835.
- Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь). Пояснювальна записка. Склад. Б. П. Чайковський, С. В. Білецький, В. Б. Дєєв, О. С. Дем'ян, С. І. Краснорудська. Симферополь: Мін. охорони навколишнього природного середовища України, Держ. геолог. служба, Казенне підприємство "Південекогеоцентр", 2005. 383 с.
- Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), XXXV (Ялта). Пояснювальна записка. Склад. Л. Фіколіна, О. Білокрис, Н. Обшарська, С. Краснорудська. Симферополь: Мін. охорони навколишнього природного середовища України, Держ. геолог. служба, Казенне підприємство "Південекогеоцентр", 2006. 380 с.
- Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. Москва: Наука, 1982. 112 с.
- Лобацкая Р. М. Ранговая классификация разрывных нарушений. *Изв. ВУЗов. Геология и разведка.* 1983. № 6. С. 11—18.
- Муровская А. В. Напряженно-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцен—голоцене по тектонофизическим данным. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 2. С. 109—119.

- Новик Н.Н., Вольфман Ю.М. Эволюция планетарных полей напряжений в пределах сейсмоактивных регионов Украины, новейшие разрывы и разрывные смещения. В кн.: *Геодинамика Крымско-Черноморского региона*. Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет, 1997. С. 81—90.
- Пивоваров С.В., Борисенко Л.С., Чуба Б.С. Геологическая карта Горного Крыма. М-б 1 : 200000. Киев: Мингео УССР, 1984.
- Пустовитенко А.А. Каталог механизмов (Крым). В кн.: *Землетрясения Северной Евразии в 1996 году*. Москва: Наука, 2002. С. 354.
- Пустовитенко Б.Г. Механизм очагов ощутимых землетрясений Крымско-Черноморского региона последних 20 лет. *Сейсмологический бюллетень Украины за 2000 год*. Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2002. С. 59—64.
- Пустовитенко Б.Г. Тектонические напряжения в земной коре Крымского региона по данным об очагах слабых землетрясений. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1977. Вып. 78. С. 15—23.
- Тектонічна карта України масштабу 1 : 1000000. Гол. ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: Держ. геол. служба України, 2004.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Бугго В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- Югин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
- Югин В.В., Герасимов М.Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов. В кн.: *Геодинамика Крымско-Черноморского региона*. Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет, 1997а. С. 16—23.
- Югин В.В., Герасимов М.Е. Критика тектонических концепций Крыма. В кн.: *Геодинамика Крымско-Черноморского региона*. Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет, 1997б. С. 4—11.
- Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C., Burke K., 1982. Development of pull-apart basins. *J. Geology* 91, 529—554.

Deformational regimes and kinematic conditions of modern tectonic faulting within the limits of the Mountain Crimea. 2

© Yu. M. Wolfman, 2015

Description and analysis of stereographic models of deformational regimes of tectonic faulting and corresponding kinematic conditions given in part 1 [Wolfman, 2014] have been continued. Models and examples of manifestations of fault, uplift and uplift-fault deformational regimes have been given. Naturally determined order of strain field orientations has been substantiated, which specified the processes of tectonic faulting in the Mountain Crimea area, inversion mode of kinematic conditions manifestation, special features of transformation of structure forming strain fields and accordingly deformational regimes as well as the role of tectonic faults of those or other structural-kinematic types (including blanket-thrust faults) in the structure of the region. Necessity has been shown to introduce some corrections to problems definition, methodology and interpretation of results of tectonic studies being conducted.

Key words: tectonic faulting formation, strain fields, deformation regimes, kinematic conditions, stereographic models, faulting, displacements, thrust-faults.

References

- Borisenko L.S., 1983. Faults of the Crimean Mountains. *Geologicheskij zhurnal* (2), 126—129 (in Russian).
- Borisenko L.S., Plakhotnyy L.G., 1997. Geodynamics Crimean Black Sea region as a consequence of the multilevel orogeny. In: *Geodyna-*

- mics Crimean Black Sea region*. Simferopol: Institute of Geophysics NASU, Crimean advisory council, 54—64 (in Russian).
- Volfman Yu. M., 2014. Deformation modes and kinematic conditions recent tectonic faulting within the Crimean Mountains. 1. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(6), 93—112 (in Russian).
- Volfman Yu. M., 2008. On the influence of kinematic environments on cyclicity of geological processes within the Crimea and Northern Black Sea during the Alpine stage. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(5), 101—114 (in Russian).
- Volfman Yu. M., 2013a. Reflection different ranks voltage systems and their transformations in the processes seismotectogenesis. *Geodinamika* (2), 31—33 (in Russian).
- Volfman Yu. M., 2013b. Structural and kinematic identification of seismogenic zones of the Zagros (according to the decisions of earthquake focal mechanisms). *Geofizicheskiy zhurnal* 35(2), 38—64 (in Russian).
- Volfman Yu. M., Gintov O. B., Kolesnikova E. Ya., Lazarenko O. E., Ostanin A. M., 2006. Structural and tectonophysical aspects of the decision of some controversial issues of Geodynamics of the Crimean Mountains. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(2), 23—38 (in Russian).
- Volfman Yu. M., Gintov O. B., Ostanin A. M., Kolesnikova E. Ya., Murovskaya A. V., 2008. On the role of structural and kinematic identification of tectonic faults in the formation of the structure and geodynamics of the Crimean region. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(1), 49—61 (in Russian).
- Gazli earthquakes in 1976 and 1984. Ed. G. A. Mavlyanova. Tashkent: Fan, 1986. 368 p.
- Gintov O. B., 2001. Planetary crustal deformation, rotation of the Earth and the movement of lithospheric plates. *Geofizicheskiy zhurnal* 23(4), 69—82 (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation in Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Isay V. M., 1988. Tectonophysical study faults crust. Kiev: Naukova Dumka, 228 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Korchemagin V. A., Sim L. A., 2002. Ukrainian Carpathians and the Crimean Mountains — similarities and differences between the kinematic characteristics of tectonic movements (tectonophysical analysis). *Geofizicheskiy zhurnal* 24(6), 75—92 (in Russian).
- Gonchar V. V., Patalakha E. I., Gintov O. B., 2004. Models stretching and Prirazlomnoe inclusion in paleotectonic reconstruction of the Crimean Mountains. *Dopovidi NAN Ukrainy* (6), 112—118 (in Russian).
- Gushchenko O. I., 1979. Method of kinematic analysis of the structures of destruction in the reconstruction of tectonic stress fields. In: *Stress and strain fields in the lithosphere*. Moscow: Nauka, 7—25 (in Russian).
- Gushchenko O. I., Mostryukov A. O., Petrov V. A., 1991. Structure of the field of contemporary regional stress seismically active zones of crustal eastern Mediterranean active zone. *Doklady AN SSSR* 312(4), 830—835 (in Russian).
- State geological map of Ukraine, 2005. Scale 1 : 200 000. The Crimea series. Sheets L-36-XXVI-II (Evpatoria), L-36-XXXIV (Sevastopol). Explanatory note. Typesetters B. P. Chaykovsky, S. V. Beletsky, V. B. Deev, O. S. Demyan, S. I. Krasnorudska. Simferopol: Min. Environmental Protection of Ukraine, State Geological Service, the State enterprise "Pivdenekoheotsentr", 383 p. (in Ukrainian).
- State geological map of Ukraine, 2006. Scale 1 : 200 000. The Crimea series. Sheets L-36-XXIX (Simferopol), XXXV (Yalta). Explanatory note. Typesetters L. Fikolina, A. Bilokrys, N. Obsharska, S. Krasnorudska. Simferopol: Min. Environmental Protection of Ukraine, State Geological Service, the State enterprise "Pivdenekoheotsentr", 380 p. (in Ukrainian).
- Kazantsev Yu. V., 1982. Tectonics Crimea. Moscow: Nauka, 112 p. (in Russian).
- Lobatskaya R. M., 1983. Rank classification of faults. *Izvestiya VUZov. Geologiya i razvedka* (6), 11—18 (in Russian).
- Murovskaya A. V., 2012. Stress-strain state of West Mountain Crimea in Oligocene—Holocene on tectonophysical data. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(2), 109—119 (in Russian).
- Novik N. N., Volfman Yu. M., 1997. Evolution of planetary stress fields within seismically active regions of Ukraine, the latest breaks and discontinuous displacement. In: *Geodynamics Crimean Black Sea region*. Simferopol: Institute of Geophysics NASU, Crimean advisory council, 81—90 (in Russian).
- Pivovarov S. V., Borisenko L. S., Chuba B. S., 1984. Geological map of the Crimean Mountains. 1 : 200 000. Kiev: Ministry of Geology of the USSR (in Russian).
- Pustovitenko A. A., 2002. Catalog mechanisms (Crimea). In: *Earthquakes of Northern Eurasia in 1996*. Moscow: Nauka, P. 354 (in Russian).

- Pustovitenko B.G.*, 2002. Focal mechanisms of earthquakes tangible Crimean Black Sea last 20 years. Proc.: Seismological Bulletin of Ukraine for 2000. Sevastopol: NPC "EKOSI-Gidrofizika", 59—64 (in Russian).
- Pustovitenko B.G.*, 1977. Tectonic stresses in the crust of the Crimean region according to the centers of small earthquakes. *Geofizicheskiy sbornik AN USSR* is. 78, 15—23 (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine in scale 1 : 1000000, 2004. Eds D.S. Gursky, S. Kruglov. Kyiv: State. Geol. Service of Ukraine (in Ukrainian).
- Sherman S.I., Boriyakov S.A., Buddo V.Yu.*, 1983. Dynamic region of influence razlomov. Novosibirsk: Nauka, 112 p. (in Russian).
- Yudin V.V.*, 2011. Geodynamics Crimea. Simferopol: DIAYPI, 336 p. (in Russian).
- Yudin V.V., Gerasimov M.E.*, 1997a. Geodynamic models Crimean Black Sea and adjacent regions. In: *Geodynamics of the Crimean Black Sea region*. Simferopol: Institute of Geophysics, National Academy of Sciences, the Crimean Expert Council, 1997a. 16—23. (in Russian).
- Yudin V.V., Gerasimov M.E.*, 1997b. Criticism of tectonic concepts of Crimea. In: *Geodynamics of the Crimean Black Sea region*. Simferopol: Institute of Geophysics, National Academy of Sciences, the Crimean Expert Council, 1997b. 4—11. (in Russian).
- Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C., Burke K.*, 1982. Development of pull-apart basins. *J. Geology* 91, 529—554.