Министерство науки и высшего образования Российской Федерации Федеральное государственное автономное образовательное учреждение «Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского»

УДК 551.24.035

На правах рукописи

Вольфман Юрий Михайлович

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ И СЕЙСМОГЕНЕЗА КРЫМСКО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Специальность 25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

Симферополь - 2020

СОДЕРЖАНИЕ

		Стр
введен	ИЕ	4
Глава 1.	МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	21
1.1.	Краткий обзор тектонофизических методов	21
1.2.	Способ построения стереографических моделей структурно-	
	кинематических парагенезисов разрывов и смещений	32
1.3.	Способ построения стереографических моделей сейсмогенеза	46
Глава 2.	ДЕФОРМАЦИОННЫЕ РЕЖИМЫ И КИНЕМАТИЧЕСКИЕ	
	ОБСТАНОВКИ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО	
	РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ГОРНОГО КРЫМА	54
2.1.	Системы разрывных нарушений в тектонических и геодинамических	
	моделях региона: современное состояние проблемы	54
2.2.	Общие особенности альпийского разрывообразования в регионе	70
2.3.	Деформационные режимы и их стереографические модели	76
2.4.	Кинематические обстановки, обусловившие процессы альпийского	
	разрывообразования в пределах Горного Крыма	103
2.5.	Использование результатов кинематического анализа для идентификации	
	структурных парагенезисов трещинных структур без следов смещений	110
Глава 3.	СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ	
	СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА (ПО ДАННЫМ РЕШЕНИЙ	
	МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ)	125
3.1.	Объекты исследований и исходные сейсмологические данные	126
3.2.	Структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных зон Загроса	131
3.3.	Сейсмотектоника очаговой области Вранча: типы сейсмогенеза и	
	особенности их пространственного распространения	153
3.4.	Некоторые закономерности проявления сейсмогенеза в пределах	
	Кавказского региона и прилегающих территорий	167
3.5.	Избирательность ориентировок структурообразующих полей напряжений в	
	моделях сейсмогенеза изучаемых объектов	170
Глава 4.	СЕЙСМОТЕКТОНИКА КРЫМСКО-ЧЕРНОМОРСКОГО	
	РЕГИОНА	175
4.1.	Основные особенности распределения регионального сейсмогенеза	175

4.2.	Характеристика данных, использованных для идентификации обстановок
	сейсмогенеза в регионе
4.3.	Особенности проявления кинематических обстановок сжатия
4.4.	Особенности проявления кинематических обстановок растяжения
4.5.	Обобщение результатов сейсмотектонического анализа условий
	формирования регионального сейсмогенеза
Глава 5.	ОБСТАНОВКИ ТЕКТОСЕЙСМОГЕНЕЗА КРЫМА И ЕГО
	СТРУКТУРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ В СИСТЕМЕ АЛЬПИЙСКОЙ
	ГЕОДИНАМИКИ РЕГИОНА
5.1.	Разрывные структуры зоны сочленения Восточно-Европейской платформы
	и Скифской плиты в сечении профиля ГСЗ DOBRE-5
5.2.	Параметризация и структурно-кинематическая идентификация шва
	сочленения разновозрастных платформ
5.3.	Надвиговые (поддвиговые) структуры северного борта гетерогенного
	основания крымского сегмента Скифской плиты
5.4.	Пространственно-временные особенности проявления процессов
	тектосейсмогенеза Крымско-Черноморского региона
Глава 6.	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ
	ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОМ ИЗУЧЕНИИ
	И ПРОГНОЗЕ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ И ПРИРОДНО-
	ТЕХНОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ
6.1.	Тектонофизические и геолого-структурные аспекты решения некоторых
	спорных вопросов строения Горного Крыма
6.2.	Уточнение геолого-структурных условий и сейсмичности территорий
	населенных пунктов и участков размещения особо важных объектов
6.3.	Тектонофизическая интерпретация результатов геолого-структурных
	исследований при изучении причин возникновения локальных природных
	и природно-техногенных катастроф

введение

Актуальность темы исследования. На протяжении многих десятилетий Крымский регион являлся уникальным геологическим полигоном, на котором воспитывались многие поколения геологов, отрабатывались методы геологического изучения и картирования разновозрастных литолого-стратиграфических комплексов И вулкано-магматических образований. Этому способствовали особенности геологического строения региона, его уникальная суперпозиция между древнейшим массивом консолидированной коры Восточно-Европейской платформы и молодой субокеанической впадиной Черного моря, многообразие проявлений эндогенных и экзогенных процессов, относительно высокая обнаженность территории, перспективность на наличие полезных ископаемых, в том числе углеводородов (Равнинный Крым и прилегающие акватории Черного и Азовского морей) и другие факторы. Эти обстоятельства вызывали повышенный интерес к геологии Крыма многих видных ученых, обусловили участие в геологической съемке территории высококлассных специалистов, а также организацию и функционирование учебных полигонов ведущих ВУЗов (Московского и Киевского университетов, Днепропетровского горного института и многих других). Благодаря этому к началу 80-х годов прошлого века Крымский регион считался одной из наиболее изученных в геологическом отношении территорий бывшего СССР [26, 79, 81, 82, 86-88, 175, 181, 186, 189, 192, 193, 195, 198, 236, 268, 363, 514 и мн. др.]. Результаты исследования взаимоотношений разновозрастных литолого-стратиграфических комплексов и структурных особенностей Горного Крыма позволили обосновать представления об его однобортной структуре – Крымском мегантиклинории с южным крылом, сброшенном по системе крупных разломов вдоль континентального склона в северной части акватории Черного моря [86, 193, 195, 196 и др.].

Возрождение идей А. Вегенера о происхождении континентов и океанов в виде теории новой глобальной тектоники самым непосредственным образом повлияло на формирование новых представлений о строении и геодинамическом развитии Крымского региона. К числу первых попыток системно осветить структурные особенности Крыма с позиций неомобилизма относятся работы Ю.В. Казанцева [150-152], в которых территория полуострова рассматривается как краевой Майкопский прогиб, сложенный серией полого падающих на юг, надвинутых друг на друга тектонических пластин субширотного простирания. С 80-х годов прошлого столетия появились многочисленные публикации, в которых постулируется аллохтонное залегание верхнеюрских и иных отложений Горного Крыма и, соответственно, обосновывается покровно-надвиговая структура региона [75, 76, 161, 218, 238, 240, 241, 345, 349, 350, 351, 388, 390, 397 и др.]. В них Горный Крым рассматривается как геодинамический аналог Карпатского (меганаппнорий), Кавказского и других альпийских покровно-надвиговых орогенов с соответствующими выводами относительно механизмов и форм проявления текто- и сейсмогенеза. Отводя (на наш взгляд, справедливо) основную структурообразующую роль тангенциальным (горизонтально ориентированным) напряжениям, сторонники неомобилизма склоняются к представлениям о сутурах и зонах развития меланжа, как о главных элементах дизьюнктивной тектоники Крыма, о преобладании пологих разрывов над крутопадающими, надвигов – над сдвигами, взбросами и сбросами. При этом процессы формирования данных структур затрагивают не только относительно древние сложнодислоцированные комплексы Крыма (например, флишевые образования верхнего триаса–нижней юры), а проявляются во всем временн*о*м диапазоне, включая альпийский, в том числе, новейший этап развития региона. Это нашло воплощение в покровно-надвиговых (зачастую альтернативных) моделях, в которых полностью игнорируется наличие в регионе сдвиговых и сбросовых тектонических нарушений [76, 150-152, 349-351, 388, 390, 397 и др.], не учитывая, что данные типы деформаций также могут быть обусловлены влиянием горизонтально ориентированных систем напряжений.

В то же время структурно-геологическими, тектонофизическими, морфоструктурными и другими исследованиями последних лет было подтверждено установленное ранее многообразие структурно-кинематических типов тектонических разрывов; более того, была обоснована существенная роль сдвиговых и сбросовых нарушений в структуре региона [26, 38, 39, 102-104 и др.]. Вместе с этим, утратили свою актуальность некоторые положения разломно-блоковой концепции строения Крымского региона, базирующейся на приоритете вертикальных тектонических движений и длительное время служившей основой для прогностических моделей разного целевого назначения.

Активные дискуссии в научном сообществе относительно строения и геодинамического развития Крымско-Черноморского региона продолжаются и в настоящее время. Поскольку доминирующее влияние тангенциальных напряжений на процессы структурообразования в земной коре уже практически не оспаривается, основными объектами обсуждения являются характер преобладающих типов разрывных деформаций и их роль в структуре региона, а также обстановки их формирования и геодинамические предпосылки возникновения последних. При этом разные подходы исследователей нередко находят отражение в прогностических моделях (сейсмотектонических, минерагенических и т.п.), что переводит теоретическую дискуссию в практическую плоскость, существенным образом влияя как на выбор стратегии, так и на результаты прогнозных исследований. Весьма наглядно это проявляется в расхождении взглядов на природу и структурно-кинематические особенности сейсмогенных зон региона, предопределяя соответствующий этим взглядам характер рекомендаций по защите населения, зданий и сооружений от воздействия сильных землетрясений [395, 403 и др.].

Таким образом, можно констатировать, что в настоящее время взгляды исследователей на роль разрывных нарушений разных типов в строении Крымско-Черноморского региона существенно различаются, отражая многообразие концептуальных подходов к решению данной проблемы. Сложившаяся ситуация предопределила актуальность изучения деформационных режимов и кинематических обстановок процессов тектонического альпийского и современного (сейсмогенного) разрывообразования посредством структурно-кинематического анализа (с применением тектонофизических методов) их проявлений как в виде прямых признаков смещений горных массивов – зеркал скольжения на стенках тектонических разрывов (зафиксированных в процессе полевых исследований на территории Горного Крыма), так и в решениях механизмов очагов землетрясений (в пределах всего Крымско-Черноморского региона).

Выявленное в ходе этих исследований многообразие условий формирования сейсмотектогенеза и установленные закономерности проявления структурообразующих полей напряжений обусловили необходимость верификации полученных выводов на материале с надежно определяемыми пространственно-временными и структурно-кинематическими характеристиками. С этой целью исследовались (с применением аналогичных методических подходов) современные поля напряжений в пределах близлежащих сейсмоактивных сегментов Средиземноморского пояса; при этом для реконструкций привлекались только статистически представительные массивы данных – решения механизмов очагов землетрясений, позволяющие уверенно проследить особенности проявления полей напряжений и их трансформаций в масштабе реального времени.

Выводы, полученные в процессе изучения деформационных режимов и кинематических обстановок сейсмотектогенеза, также расширяют возможности интерпретации результатов геолого-структурных исследований при решении широкого круга задач прикладного характера, что показано на результатах изучения конкретных объектов.

Степень разработанности проблемы. Изучение процессов разрывообразования в Горном Крыму с применением тектонофизических методов имеет более чем полувековую историю. Исследования были направлены на решение как фундаментальных, так и прикладных задач, и включали: а) реконструкцию кинематических обстановок возникновения (активизации) разноранговых тектонических разрывов; б) параметризацию и структурно-кинематическую идентификацию разрывных (в том числе, сейсмогенерирующих) зон; в) изучение латеральных и временных трансформаций структурообразующих полей напряжений; г) оценку влияния структурообразующих полей напряжений и тектонических разрывов на катастрофическое развитие геосистем разных иерархических уровней и т.п.

За этот период в процессе проведения полевых исследований были получены разнообразные, статистически представительные тектонофизические данные, позволяющие выполнять реконструкции полей тектонических напряжений как с применением метода структурных парагенезисов, так и на основе кинематического анализа структур разрушения. В разные годы весомый вклад в решение этих задач внесли Л.С. Борисенко, О.Б. Гинтов, А.А. Аронский, А.В. Муровская, Н.Н. Новик, В.В. Гончар, Е.И. Паталаха, Л.М. Расцветаев, А. Сайнто, Ж. Анжелье и др., что нашло отражение в многочисленных публикациях [26, 98, 102-104, 109, 112, 199-203, 214, 273, 276, 356, 357, 484 и др.]. Были исследованы некоторые тектонофизические аспекты динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозое и проведен сравнительный анализ кинематических характеристик тектонических движений в пределах Украинских Карпат и Горного Крыма [98, 102-104], выполнена реконструкция полей напряжений и деформационных режимов Западного Горного Крыма на альпийском этапе [199-201], рассмотрены модели растяжения в палеотектонической реконструкции Горного Крыма, описана роль механизма инденторного типа в геодинамике Крымско-Черноморского региона [111, 146] и многое другое. Результаты этих разноплановых исследований в той или иной мере учитывались в процессе подготовки настоящей работы, автор которой также принимал непосредственное участие в решении некоторых из перечисленных задач. Исследования, результаты которых рассмотрены в диссертации, ориентированы на изучение деформационных кинематических обстановок альпийского, в том режимов и числе, современного разрывообразования, включая реконструкцию и анализ структурообразующих полей напряжений в процессе регионального тектосейсмогенеза [38-42, 47, 58, 59, 65, 145, 214 и др.].

В последнее время, как уже отмечалось, исследования проводятся на фоне неослабевающих дискуссий относительно роли тектонических разрывов тех или иных структурно-кинематических типов в строении Крымского региона [133 и др.]. Положительным следствием этих дискуссий стала необходимость проведения системного анализа данных, которые являются прямыми признаками обстановок разрывообразования в горных массивах и, соответственно, определяют особенности структурного рисунка региона. Как показали результаты исследований, при наличии статистически представительной выборки тектонофизических данных даже простое количественное соотношение разрывов различных структурно-кинематических типов, отражающих многообразие проявлений деформационных режимов и кинематических обстановок, имеет значимый характер. Репрезентативность анализируемой выборки обеспечена как результатами личных полевых наблюдений автора, так и материалами экспедиционных работ, производимых совместно с коллегами: Л.С. Борисенко, Н.Н. Новиком, О.Б. Гинтовым, Е.Я. Колесниковой, А.М. Останиным и А.В. Муровской.

Основная идея. Поскольку тектонофизические реконструкции условий тектонического разрывообразования в горном массиве и сейсмологическое решение механизма очага характеризуют (с использованием разных исходных данных) одно и то же явление – мгновенное хрупкое разрушение горного массива, представляется возможным применение единых принципов и методических подходов при исследовании деформационных режимов и кинематических обстановок процессов тектосейсмогенеза с целью обоснования роли и места тектонических нарушений разных структурно-кинематических типов в структуре Крымского региона. Корректность данного положения обосновывается согласованностью и системным характером полученных результатов, базирующихся на анализе прямых признаков смещений горных массивов – зеркал скольжения на стенках тектонических разрывов, и на исследовании пространственно-кинематических характеристик решениях нодальных плоскостей в механизмов очагов землетрясений.

Цели и задачи исследований. Главные цели диссертационной работы:

1. Изучение деформационных режимов и кинематических обстановок альпийского тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма на основе структурнокинематического анализа прямых признаков смещений горных массивов – зеркал скольжения на стенках тектонических разрывов.

2. Реконструкция деформационных режимов и кинематических обстановок проявлений сейсмогенеза в пределах Крымско-Черноморского региона по данным решений механизмов очагов землетрясений, анализ сейсмогенерирующих полей напряжений и их трансформаций.

3. Сопоставительный анализ обстановок альпийского тектонического разрывообразования и сейсмогенеза Крымско-Черноморского региона и других, детально изученных в пределах Средиземноморского пояса, сейсмоопасных территорий.

Разноплановый характер намеченных целей и используемых исходных данных предопределил как необходимость решения широкого спектра задач, так и общий алгоритм исследований (табл.). Для реализации первой из заявленных целей последовательно выполнялись:

1. Анализ проявлений альпийского тектонического разрывообразования в пунктах тектонофизических наблюдений в следующей последовательности: а) выделение структурнокинематических парагенезисов тектонических разрывов и смещений – совокупностей зеркал скольжения, элементы залегания и направления смещений которых отвечают одному полю напряжений; б) реконструкция пространственных параметров (ориентировок осей главных напряжений) полей тектонических напряжений, ответственных за формирование локальных и региональных деформационных структур [94], и идентификация соответствующих деформационных режимов и кинематических обстановок.

2. Унификация параметров структурно-кинематических парагенезисов тектонических разрывов и смещений, сформировавшихся в пределах всего Горного Крыма в условиях сходных деформационных режимов и кинематических обстановок; построение стереографических моделей, аппроксимирующих идентичные проявления регионального разрывообразования.

3. Анализ количественных соотношений тектонических разрывов разных структурнокинематических типов и их парагенезисов; определение роли и места тех или иных типов дизъюнктивных нарушений в структуре Горного Крыма.

Пель: изучение Цель: изучение деформационных Цель: изучение деформационных деформационных режимов и режимов и кинематических режимов и кинематических Аспользование установленных закономерностей при анализе сейсмотектоники Крымско-Черноморского кинематических обстановок обстановок сейсмогенеза в обстановок сейсмогенеза в альпийского пределах отдельных сегментов пределах Крымско-Черноморского региона разрывообразования в пределах Средиземноморского пояса Горного Крыма (Загрос, Вранча, Кавказ) Анализ моделей тектосейсмогенеза pesyJILTATOB Исходные данные: результаты Исходные данные: статистически Исходные данные: относительно измерений параметров зеркал представительные каталоги немногочисленная региональная скольжения на стенках разрывов решений механизмов очагов выборка данных по механизмам землетрясений очагов землетрясений **ЭЕГИОНА** Способ: построение Способ: построение Способ: построение Верификация стереографических моделей стереографических моделей стереографических квазимоделей деформационных режимов и деформационных режимов и деформационных режимов и кинематических обстановок кинематических обстановок кинематических обстановок альпийского тектогенеза сейсмогенеза сейсмогенеза Результаты: многообразие Результаты: быстрая Результаты: быстрая кинематических обстановок и сменяемость кинематических сменяемость кинематических режимов разрывообразования; обстановок и режимов обстановок и режимов секторальное распределение разрывообразования; разрывообразования; осей главных напряжений; секторальное и поясное секторальное и поясное распределение осей главных распределение осей главных возможность идентификации структурных парагенезисов напряжений напряжений разрывов без следов смещений Сопоставительный анализ особенностей проявления пропессов тектосейсмогенеза в пределах исследуемых территорий Пространственно-временные изменения обстановок тектосейсмогенеза Крымско-Черноморского региона и его структурного обрамления в системе альпийской геодинамики центрального сегмента Средиземноморского пояса Использование результатов тектонофизических исследований при геолого-структурном изучении и прогнозе развития природных и природно-техногенных геосистем

Таблица. Цели, задачи и общий алгоритм исследований

4. Исследование особенностей проявления структурообразующих полей напряжений и их возможных трансформаций, включая анализ распределения ориентировок осей главных напряжений в моделях деформационных режимов разных типов.

5. Сопоставление закономерностей альпийского разрывообразования, установленных в пределах Горного Крыма, с результатами параметризации и идентификации обстановок формирования основных структур зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и

крымского сегмента Скифской плиты, выявленных по данным скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5.

6. Анализ кинематических обстановок, обусловивших основные особенности альпийского разрывообразования в регионе, и геодинамических факторов, предопределивших инверсионный характер проявления этих обстановок.

Необходимость постановки и решения остальных (перечисленных ниже) задач продиктована обстоятельствами, привнесенными в процесс исследований уже в ходе их выполнения. Во-первых, установленное во многих пунктах наблюдений и во всем регионе многообразие деформационных режимов и кинематических обстановок альпийского тектогенеза вполне могло оказаться следствием чрезмерных ограничений, накладываемых на величины параметров совокупностей зеркал скольжения, объединяемых в структурнокинематический парагенезис или аппроксимирующую модель того или иного типа. Это обусловило целесообразность дополнительного обоснования корректности применяемых методических подходов и верификации полученных выводов путем анализа изменений условий разрывообразования, отслеживаемых в масштабе реального времени. Информацию об этом содержат сейсмологические данные, а именно, решения механизмов очагов землетрясений в пределах сейсмоактивных структурно компактных областей. Во-вторых, в процессе предварительного анализа сейсмологических данных – решений механизмов очагов Крымско-Черноморского региона – установлено повсеместное проявление разнообразных обстановок сейсмогенеза, с одной стороны, и отсутствие приуроченности исключительно однотипных механизмов очагов к конкретным геоструктурным элементам – с другой. Однако региональная выборка данных относительно немногочисленна, что не позволяет считать ее статистически представительной для надежной характеристики каждого типа сейсмогенеза. Концептуальной основой для интерпретации результатов по Крымско-Черноморскому региону могли послужить закономерности проявления сейсмогенерирующих полей напряжений, установленные при изучении процессов сейсмогенеза в пределах близлежащих сегментов Средиземноморского пояса, для которых имеются статистически представительные массивы данных по решениям механизмов очагов землетрясений. В качестве таковых были выбраны сейсмически активные территории, различающиеся строением, геодинамической позицией и особенностями проявления сейсмогенеза: система Загрос, очаговая область Вранча и Черноморско-Кавказский регион. Соответственно, был расширен и круг задач, направленных как на верификацию результатов изучения особенностей новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма (в рамках первой из заявленных целей), так и на реализацию остальных целевых положений, который включает:

7. Структурно-кинематический анализ проявлений сейсмогенеза в пределах системы Загрос, области Вранча и Черноморско-Кавказского региона, базирующийся на: а) дифференциации очагов землетрясений по характеру деформационных режимов и кинематических обстановок с построением стереографических моделей соответствующих типов сейсмогенеза; б) структурно-кинематической идентификации и параметризации сейсмогенных зон, очаги которых удовлетворяют системам напряжений полученных моделей.

8. Сопоставительный анализ ориентировок главных осей структурообразующих полей напряжений в условиях разных кинематических обстановок, обусловивших разнообразие проявлений сейсмогенеза в пределах изученных территорий.

9. Реконструкция и исследование особенностей сейсмогенерирующих полей напряжений и их возможных трансформаций в пределах Крымско-Черноморского региона на основе закономерностей, установленных при изучении процессов тектосейсмогенеза в Горном Крыму и в пределах сейсмоактивных сегментов Средиземноморского пояса.

Согласованность и системный характер полученных результатов позволили обосновать возможность постановки задачи прикладного характера, а именно: изучение влияния тектонических разрывов разных структурно-кинематических типов на катастрофическое развитие природных и техно-природных геосистем различных иерархических уровней.

Объекты и предметы исследований предопределены вышеперечисленными целями и задачами настоящей работы. Таковыми являлись:

1. Территория Горного Крыма, предметом изучения в пределах которой являлись особенности проявления альпийского тектонического разрывообразования на основе анализа прямых признаков смещений горных массивов – зеркал скольжения на стенках тектонических разрывов.

2. Сейсмоактивные регионы Средиземноморского пояса: Крымско-Черноморский, Загрос, Вранча, Кавказ и прилегающие территории, в пределах которых исследовались особенности современного – сейсмического – разрывообразования с использованием данных по решениям механизмов очагов землетрясений.

Исходные материалы и методы исследований. Основу изучения особенностей новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма составили результаты полевых тектонофизических и геолого-структурных наблюдений, выполнявшихся автором в течение трех с половиной десятилетий в Институте минеральных ресурсов Мингео УССР (1980-1989 г.г.), в Институте геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины (1990-2014 г.г.) и в Институте сейсмологии и геодинамики ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского» (с 2014 г. по настоящее время). Фактические данные были получены в процессе выполнения 24-х научно-исследовательских госбюджетных и

договорных работ, двух грантов РФФИ, а также при подготовке заключений по оценке геологоструктурных условий и сейсмической опасности участков размещения действующих и проектируемых особо ответственных и потенциально опасных объектов, расположенных как на территории Крыма, так и за его пределами. Наблюдениями охвачены разновозрастные литолого-стратиграфические образования и вулкано-магматические комплексы значительной части территории Горного Крыма – от г. Севастополя на западе до г. Феодосия на востоке. Тектонофизические исследования также входили в состав работ по отдельным участкам и объектам вне территории полуострова (на Украинском щите, в Карпатском регионе и т.п.). Всего обследовано более 250 пунктов наблюдений, в которых замерено около 2600 зеркал скольжения и порядка 3700 трещинных структур без видимых следов перемещений вдоль них. Таким образом, полученные выводы базируются преимущественно на эмпирическом материале – на результатах полевых исследований, выполненных автором диссертации лично либо при участии коллег. Обработка результатов полевых наблюдений осуществлялась с применением тектонофизических методов, которые (по [288]) отнесены к категории методов структурного анализа, поскольку направлены на графическое определение ориентации осей главных напряжений. По своему алгоритму они близки анализу напряжений на основе совмещения разных подходов, так как содержат элементы методов тектонодинамического анализа, «квазиглавных» напряжений и других. В процессе исследований апробированы авторские методические разработки, позволившие расширить спектр решаемых задач и повысить достоверность результатов (способ построения стереографических моделей структурнокинематических парагенезисов разрывов и смещений, метод выявления и параметризации разломных зон по стратоизогипсам куэстовых отложений, способ параметризации разломных зон, локализованных в районах развития сложнодислоцированных слоистых отложений и другие). В некоторых случаях осуществлялось комплексирование вышеперечисленных способов и методов [47, 57, 221].

Фактологической основой для тектонофизической интерпретации сейсмологических данных послужили решения механизмов очагов землетрясений, локализованных в пределах системы Загрос и в зоне ее сочленения с Анатолийскими разломами (122 очага), в области Вранча (93), в Кавказском (более 250) и Крымско-Черноморском (35 очагов) регионах. Решения механизмов очагов по системе Загрос позаимствованы из сейсмологических каталогов с использованием различных Internet-ресурсов [519-521], по области Вранча – из работ сейсмологов Молдовы [333-336 и др.], по Кавказу и прилегающим территориям – из разных источников, в том числе, из каталогов сотрудников Института сейсмологии и геодинамики. Данные по механизмам очагов землетрясений Крымско-Черноморского региона, в основном, получены крымскими сейсмологами [251, 253, 255 и др.]. В процессе интерпретации

сейсмологических данных был апробирован авторский способ построения стереографических моделей сейсмогенеза, расширивший возможности изучения особенностей сейсмогенеза и структурно-кинематической идентификации сейсмогенных зон [48, 145, 355 и др.].

Научная новизна работы обусловлена как результатами системных обобщений значительного по объему эмпирического (полевого тектонофизического и сейсмологического) материала, так и набором методических приемов и способов, используемых при его обработке и интерпретации:

1. Основные выводы относительно особенностей проявления альпийского тектонического разрывообразования в Горном Крыму основаны исключительно на прямых признаках смещений горных массивов – на зеркалах скольжений, которые однозначно указывают направление этих смещений, отражая тем самым пространственные и структурно-кинематические особенности основных разрывных нарушений в регионе. Обеспеченные статистически представительными данными, количественные соотношения зеркал скольжения (тектонических разрывов и смещений) разных структурно-кинематических типов и их парагенезисов представляются весьма информативными, вполне определенно отражающими роль и место соответствующих разрывов в структуре Горного Крыма.

2. Разработан и применен способ построения стереографических моделей структурнокинематических парагенезисов разрывов и смещений, предполагающий последовательность выполнения следующих операций: выделение структурно-кинематических парагенезисов тектонических разрывов и смещений → идентификация обусловивших их образование деформационных режимов → реконструкция кинематических обстановок их формирования → унификация значений параметров сходных совокупностей структурно-кинематических парагенезисов и построение стереографических моделей соответствующих деформационных режимов. По результатам этого анализа выполнено сопоставление условий альпийского разрывообразования как в пунктах тектонофизических наблюдений, так и в пределах всего изучаемого региона. Системный характер, высокая информативность и непротиворечивость конечных полученных результатов указывают на корректность применяемых методических приемов.

3. Аналогичный подход (способ построения стереографических моделей сейсмогенеза по данным решений механизмов очагов) при анализе сейсмогенного разрывообразования позволил дифференцировать землетрясения по типам деформационных режимов и кинематических обстановок и выполнить унификацию сейсмогенерирующих полей напряжений путем осреднения значений основных параметров очагов, сформировавшихся в сходных условиях. Полученные результаты рассматриваются в качестве стереографической модели данного типа сейсмогенеза, а в случае закономерного или компактного расположения однотипных очагов – в

качестве модели сейсмогенной зоны, предопределив возможность вычленения, идентификации и параметризации последних в составе гетерогенных сейсмоактивных регионов.

4. Сопоставление результатов выполненного на единой методологической основе анализа деформационных режимов и кинематических обстановок альпийского тектонического (в пределах Горного Крыма) и современного сейсмического (в сейсмоактивных регионах) разрывообразования, позволило обосновать закономерности, общие для структурообразующих полей напряжений исследуемых объектов. Показано, что эти закономерности (избирательность ориентировок главных осей напряжений, инверсионный характер кинематических обстановок и др.) проявляются повсеместно, несмотря на разнообразие геодинамических факторов, обусловивших тектоническую (и сейсмическую) активность геоструктур в пределах различных регионов.

5. Многообразие идентифицированных деформационных режимов показывает, что изучаемые геосистемы постоянно подвергаются сжатию или растяжению в разных, закономерно ориентированных направлениях. При этом разрывные деформации, как правило, отражают не суммированное влияние различных геодинамических факторов в виде некоего результирующего поля напряжений, а кратковременное преобладание воздействий какого-либо одного фактора над остальными. Данное положение позволило, с одной стороны, выполнить идентификацию сейсмогенных зон с разными пространственно-кинематическими параметрами в пределах сейсмоактивных регионов Загроса и Вранча, и с другой стороны, обосновать иерархические соотношения разных систем полей тектонических напряжений, обусловивших процессы сейсмотектогенеза.

6. Выполнены параметризация и структурно-кинематическая идентификация основных разрывных структур, установленных в результате геологической интерпретации скоростной модели земной коры и верхней мантии вдоль профиля ГСЗ DOBRE-5: зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с крымским сегментом Скифской плиты и выделенных впервые Центрально-Крымских надвиговых нарушений в гетерогенном основании последней. Инверсионный характер обстановок их формирования и активизации обоснован результатами историко-структурного анализа платформенных отложений Равнинного Крыма и Северного Причерноморья, которые согласуются с палеогеодинамическими реконструкциями для этой части Средиземноморского пояса.

7. Впервые с использованием всех (полученных к настоящему времени) решений механизмов очагов землетрясений выполнен детальный анализ сейсмогенерирующих полей напряжений, обусловивших особенности и многообразие проявлений сейсмогенеза в пределах Крымско-Черноморского региона, установлен закономерный характер трансформаций полей напряжений в разных кинематических обстановках.

8. Обоснованы предпосылки и выявлены закономерности активизации тектонических разрывов разных структурно-кинематических типов и их парагенезисов в пределах разных по уровню тектонической активности регионов; исследовано влияние разноориентированных полей напряжений на процессы катастрофического развития природных и техно-природных геосистем различных иерархических уровней.

Основные защищаемые положения:

1. Структурную основу строения Горного Крыма составляют разноранговые системы преимущественно сдвиговых и сбросовых разрывных нарушений диагональных и (в меньшей мере) ортогональных ориентировок, возникающие в условиях периодически проявляющихся кинематических обстановок сжатия и растяжения; субширотно и диагонально ориентированные взбросо-надвиговые разрывы играют второстепенную роль, возникая, главным образом, в зонах динамического влияния нарушений сдвигового типа.

2. Установленные особенности проявления деформационных режимов альпийского тектогенеза в обстановках разнонаправленного сжатия и/или растяжения обусловливают формирование соответствующих парагенезисов субвертикальных сколовых разрывов, предопределяя избирательный характер ориентировок структурных элементов этих парагенезисов и возможность их структурно-кинематической идентификации при отсутствии зеркал скольжения, указывающих направление перемещения крыльев разрыва.

3. Основные закономерности проявления сейсмогенерирующих полей напряжений в пределах Крымско-Черноморского региона согласуются с таковыми для других сегментов Средиземноморского пояса, но многообразие обстановок сейсмогенеза, идентифицированных в очагах Южно-Крымской зоны, указывает на гетерогенный характер и сложное строение этой зоны, не позволяя отнести ее к какому-либо одному типу сейсмогенеза; при этом сколько-нибудь значимые признаки поддвига (квазисубдукции) или субдукции Восточно-Черноморской плиты под Крымский полуостров в очагах землетрясений Южно-Крымской зоны отсутствуют.

4. Геодинамически активные геосистемы центрального сегмента Средиземноморского пояса периодически подвергаются сжатию (реже – растяжению) в разных, закономерно ориентированных по отношению к оси вращения Земли, направлениях: субмеридиональном, субширотном и обоих диагональных; образующиеся при этом разрывы, как правило, отражают не суммированное влияние различных геодинамических факторов в виде результирующего поля напряжений, а кратковременное преобладание воздействий какого-либо одного фактора над остальными, обусловливая дискретный характер проявления процессов сейсмогенеза в виде активизации разноориентированных зон с разными структурно-кинематическими параметрами.

5. На новейших стадиях тектогенеза под воздействием меняющихся кинематических обстановок возможны активизация и объединение в единые зоны тех фрагментов

разновозрастных разломно-трещинных систем, параметры которых удовлетворяют новообразованным полям напряжений; это способствует формированию фильтрационных окон в водоупорных горизонтах, перераспределению подземного стока и концентрации грунтовых потоков, создавая предпосылки для избыточного обводнения территорий и развития суффозионно-карстовых провалов, обвально-оползневых смещений и т.п., нередко являясь причиной катастрофического развития геосистем.

Теоретическая и практическая значимость работы определяется получением новых знаний, имеющих отношение к фундаментальным областям геологической науки, а также возможностью их применения при геолого-сейсмологических изысканиях, направленных на обеспечение безопасности проектируемых и строящихся объектов различного назначения.

Установленные закономерности проявлений тектосейсмогенеза могут составить основу для прогностических моделей региона различного целевого назначения, которые должны учитывать доминирующее влияние горизонтальных разнонаправленных сжимающих и растягивающих напряжений, многообразие кинематических обстановок и деформационных режимов разрывообразования, а также полученные количественные соотношения разрывных структур разных типов.

В диссертационной работе многие теоретические положения и наработки имеют надрегиональный характер, что предопределило возможность их применения при создании линеаментно-доменно-фокальных моделей сейсмичности, положенных в основу карт зон возможного возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ) с оценкой их энергетического потенциала в пределах Крымско-Черноморского и Транскарпатского регионов и прилегающих территорий. Эти построения составили основу карт общего и детального сейсмического районирования территорий сейсмоопасных регионов, являющихся составной частью государственных нормативных документов как в Украине, так и в Российской Федерации [30, 130, 203, 219, 220, 303, 304, и др.].

Разработанные автором или при его непосредственном участии методические приемы и способы структурно-кинематического анализа тектонических разрывов нашли свое применение при изысканиях по уточнению геолого-структурных условий и сейсмичности участков размещения особо важных и потенциально опасных объектов (Ровенской и Хмельницкой АЭС, Днепровской ГЭС и других), при сейсмическом микрорайонировании территорий городских агломераций. В комплексе с другими геолого-геофизическими методами значимые результаты были получены при тектонофизическом изучении причин возникновения локальных природных и техно-природных катастроф (оползня-потока в микрорайоне Тополь-1 г. Днепропетровска, катастрофического оползня на 18-м км автодороги Севастополь-Ялта и других), изучено влияние новейшей тектоники на формирование обвально-оползневых

структур м. Фиолент возле г. Севастополь. Заключения по этим и другим многочисленным объектам получили высокую оценку экспертов – ученых, проектировщиков и специалистов в области сейсмостойкого строительства и инженерной защиты территорий.

Достоверность полученных результатов и их апробация. Достоверность полученных результатов обеспечена статистически представительным фактическим (полевым и сейсмологическим) материалом, унифицированным подходом к интерпретации полученных данных и комплексированием методов исследований. О достоверности также свидетельствуют системный характер и непротиворечивость конечных результатов, воспроизводимость созданных моделей и итоги их верификации, а также согласованность с данными многих исследователей, работающих в разных областях геологической науки. Значительная часть материалов, изложенных в диссертационной работе, опубликована в рецензируемых рейтинговых журналах, а также получила экспертную оценку ученых и специалистов как составная часть отчетов о результатах фундаментальных исследований или заключений по результатам обследования различных объектов.

Основные результаты и положения диссертационной работы докладывались и обсуждались: на Международных конференциях «Проблемы региональной тектоники Северного Кавказа и прилегающих территорий» (Геленджик, 1996, 1997), на научной конференции «Геодинамика Крымско-Черноморского региона» (Симферополь, 1997); на научно-технической конференции «Проблемы техноприродных аварий и катастроф в связи с развитием опасных геологических процессов (прогноз, управляемый контроль, мониторинг, инженерная защита процессоопасных территорий)» (Киев, 1997); на Международном научнопрактическом семинаре «Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий» (Киев, 1999); на IV и VI Международных научно-практических конференциях «Строительство в сейсмических районах Украины (Ялта, 1999, 2004); на IV и V Международных семинарах «Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий» «СТИХИЯ –2001» и «СТИХИЯ –2002» (Севастополь, 2001, 2002); на V и IX Международных научных конференциях «Мониторинг опасных геологических процессов и экологического состояния среды» (Киев, 2004, 2009); на III научнопроизводственном совещании геологов-съемщиков Украины «Современное состояние и задачи развития региональных геологических исследований» (Ровно, 2005); на Международной научной конференции «Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму)» (Ялта, 2007); на научных конференциях «Новые геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды» (Львов, 2007, 2008); на II Международной научно-практической конференции «Горная геология, геомеханика и маркшейдерия» (Донецк, 2009); на Международной конференции «Геодинамика

и сейсмическая опасность, сейсмостойкость сооружений» (Алушта, 2011); на XVII Международной конференции «Проблемы сейсмотектоники» (Москва, 2011); на научной конференции-семинаре «Сейсмологические и геофизические исследования в сейсмоактивных регионах» (Львов, 2012); на X Международной конференции «Крым-2012» (Ялта, 2012); на V Международной научной конференции «Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды» (Львов, 2013); на XIX научно-практической конференции с международным участием «Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы» (Москва, 2014); на XX Всероссийской конференции с международным участием «Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов» (Воронеж, 2016); на IV тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (Москва, 2016); на XXI Научно-практической Щукинской конференции с международным участием «Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России» (Москва, 2018); на VIII и IX Всероссийских научнотехнических конференциях «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа» (Ессентуки, 2018, 2019).

Личный вклад автора в решение поставленных задач. Автор в течение многих лет возглавлял тектонофизическое направление, а также принимал участие в сейсмотектонических исследованиях Отдела сейсмологии Института геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины (реорганизованного с 01.01.2015 г. в Институт сейсмологии и геодинамики ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского») в качестве исполнителя, ответственного исполнителя и научного руководителя. Под его руководством и при его непосредственном участии выполнялся весь комплекс тектонофизических исследований: организация и планирование полевых работ, собственно полевые наблюдения, обработка и интерпретация полученных результатов. Им же разрабатывались и апробировались некоторые методические новации, нашедшие применение в диссертационной работе: способ построения стереографических моделей структурно-кинематических парагенезисов разрывов и смещений, способ построения стереографических моделей сейсмогенеза по данным решений механизмов очагов, метод выявления и параметризации разломных зон по стратоизогипсам куэстовых отложений и другие, а также нарабатывались приемы комплексирования вышеперечисленных способо и методик при выявлении и идентификации тектонических нарушений.

При непосредственном участии автора было обосновано выделение зон возможного возникновения очагов землетрясений применительно к задачам разномасштабного сейсмического районирования, параметризованы основные сейсмогенерирующие структуры

Крымско-Черноморского и Транскарпатского регионов, составившие основу региональных линеаментно-доменно-фокальных моделей с оценкой их энергетического потенциала. Автором выполнена тектонофизическая интерпретация механизмов очагов землетрясений и структурнокинематическая идентификация сейсмогенных зон в пределах некоторых сегментов Средиземноморского альпийского пояса: Крымско-Черноморского региона, системы Загрос, области Вранча, Кавказа и прилегающих территорий. Геолого-структурные построения автора в существенной мере предопределили результаты геологической интерпретации скоростной модели земной коры и верхней мантии вдоль профиля ГСЗ DOBRE-5, приведенные в публикациях ученых и специалистов из разных стран, принимающих участие в данном проекте.

Результаты уточнения геолого-структурных условий и изучения причин геологических катастроф в пределах территорий размещения отдельных объектов, приведенные в диссертации, также получены при непосредственном участии автора; при этом некоторые из этих работ выполнялись под его научным руководством.

Публикации. Основные научные результаты диссертации опубликованы в 89 печатных работах, в том числе – в 4-х коллективных монографиях. Из них 16 статей опубликовано в рецензируемых журналах из списка ВАК и в журналах, входящих в базы данных Web of Science и Scopus, которые приравнены публикациям в журналах из списка ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация общим объемом 371 страница состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы из 522 наименований. Она содержит 152 рисунка и 9 таблиц.

Благодарности. Выполнение настоящей работы было бы невозможным без постоянной помощи и поддержки со стороны коллег, в течение многих лет совместно с автором принимавших участие в выполнении широкого спектра исследований фундаментального и прикладного характера.

Автор глубоко признателен ведущему научному сотруднику Института сейсмологии и геодинамики ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского», доктору физ.-мат. наук Б.Г. Пустовитенко за скрупулезный анализ полученных результатов, постоянную методическую помощь и квалифицированные советы по тем или иным аспектам работы. Исследования по сейсмотектонике и сейсмическому районированию Крымско-Черноморского региона автор начинал под руководством известного ученого и геологасъемщика, кандидата геол.-мин. наук Л.С. Борисенко, советами и рекомендациями которого автор с искренней благодарностью пользуется до настоящего времени.

Неоценимую помощь в проведении экспедиционных исследований, обработке данных и интерпретации результатов оказали сотрудники Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины – чл.-кор. НАН Украины, доктор геол.-мин. наук О.Б. Гинтов и доктор геол. наук А.В.

Муровская, а также сотрудники Института сейсмологии и геодинамики Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского Е.Я. Колесникова и А.М. Останин, которым автор чрезвычайно признателен за незабываемые впечатления от совместно проведенных полевых работ, за плодотворные дискуссии и полезные советы. Особую благодарность автор выражает Е.Я. Колесниковой за неоценимую помощь, оказанную при обработке и интерпретации тектонофизических и сейсмологических данных, а также взявшей на себя нелегкий труд по оформлению большого объема графических материалов.

Автор глубоко чтит память своих коллег и друзей – Н.Н. Новика, А.М. Скляра, А.А. Пустовитенко, В.А. Королева и О.Н. Сафронова, совместно с которыми в течение длительного времени выполнялись исследования по изучению геолого-структурных условий и сейсмической опасности территорий размещения особо ответственных и потенциально опасных объектов.

Особо признателен автор сотрудникам Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН: доктору физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкому, доктору геол.-мин. наук. Л.А. Сим, доктору геол.-мин. наук профессору Е.А. Рогожину и доктору геол.-мин. наук А.М. Корженкову; сотруднику Института геологии Карельского НЦ РАН, доктору геол.-мин. наук профессору Н.В. Шарову; главному науч. сотруднику Геологического института РАН, доктору геол.-мин. наук профессору В.Г. Трифонову – за консультации, ценные советы и помощь в подготовке диссертации.

Часть работы была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 14-05-90411 и 16-05-00996).

Глава 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ

1.1. Краткий обзор тектонофизических методов

Основные результаты и выводы настоящей работы получены с применением тектонофизических методов исследований, в том числе, методов полевой тектонофизики, значение которой с достаточной полнотой обозначил О.Б. Гинтов. Им отмечено, что «... в связке *meopus – лабораторный эксперимент – поле, последний вид деятельности занимает центральное место (выделено нами – Ю.В.).* ... Полевая тектонофизика является в определенной мере самодостаточной областью деятельности, ибо, обладая знаниями результатов полевых и лабораторных экспериментов, тектонофизик, изучающий конкретные природные деформационные структуры и выполняющий соответствующие измерения, решает вышеуказанную обратную задачу непосредственно в поле. К тому же тектонические деформации настолько разнообразны, а их физическая природа настолько сложна, что необходимо прямо признать: в области теоретического осмысления деформационных процессов в земной коре мы еще находимся в начале пути» [98, стр. 14].

Тектонофизические методы исследований базируются на пространственно-генетической связи деформационных структур (в том числе, тектонических разрывов, их систем и смещений вдоль них) с обусловившими их образование полями напряжений. В отечественной литературе понятие «тектонических напряжений» как напряжений, ответственных за формирование локальных и региональных деформационных структур литосферы, впервые было предложено М.В. Гзовским [94]. В общем виде термин «тектонические напряжения» охватывает напряжения, ответственные за деформации достаточно больших масс горных пород, возникающие вследствие действия внутренних распределенных гравитационных сил или температурных деформаций, а также как результат взаимодействия с соседними структурными элементами, т.е. в результате внешнего нагружения вдоль границы исследуемого объекта [288].

Детальный анализ методов и приемов реконструкции тектонических напряжений и деформаций приведен в работах последних лет [98, 280, 284, 287, 288 и др.]. О.Б. Гинтовым все они разделены на методы структурных парагенезисов и кинематический, каждый из которых имеет несколько модификаций [98]. В основе первого из них лежит изучение структурных форм (как правило, мезоструктурных – тектонических трещин и их систем), закономерно возникающих в ходе деформационного процесса под влиянием определенного поля напряжений, но не несущих следов перемещений. Второй метод – кинематический, основан на реконструкции полей напряжений с использованием направлений перемещений горного массива, проявляющихся в виде зеркал скольжения на стенках тектонических разрывов. Более детальная классификация предложена Ю.Л. Ребецким, где все методы разделены на две основные группы – структурного и квазипластического анализа тектонических разрывов [284, 287, 288]. В основу разделения заложены используемые в них принципы перехода от структурно-кинематических данных о разрывах к параметрам искомых тензоров: в методах структурного анализа речь идет о расчете только ориентации главных осей тензора напряжений, в методах квазипластического анализа помимо ориентации главных осей тензоров напряжений или приращений сейсмотектонических деформаций рассчитывается коэффициент Лоде-Надаи, определяющий вид этих тензоров.

Различные аспекты *методов структурного анализа*, основы которых были заложены в работах Ж.Ф. Беккера [424, 425], Е.М. Андерсона [411], М.В. Гзовского [92-94], впоследствии рассматривались О.Б. Гинтовым [96, 99-101], А.Е. Михайловым [187], П.Н. Николаевым [209-211], В.Д. Парфеновым [229-233], С.С. Стояновым [337], Л.М. Расцветаевым [272, 274-275, 277-278], К.Ж. Семинским [309-312], Л.А. Сим [315-319], С.И. Шерманом [378-381] и многими другими [2-5, 17, 24, 67, 129, 167-169, 213-214, 269, 284, 299, 366, и др.]. В большинстве этих работ полагалось, что ориентация сколового разрыва обусловлена ориентацией главных осей тензора напряжений в соответствии с теорией прочности Кулона-Мора, в которой образование нового разрыва связывается с площадкой действия касательных напряжений высокого уровня при относительно низком уровне нормальных напряжений – плоскостью скалывания [288]. Ниже приведены краткие сведения о некоторых из этих методов, поскольку различные их аспекты нашли применение и в настоящей работе [38, 39, 47, 48, 54, 58, 145 и др.].

Метод сопряженных сколов М.В. Гзовского [92-93] предполагает в целях реконструкции ориентации осей главных напряжений выделение пар сколовых структур – одновозрастных, сформировавшихся в условиях однородного поля напряжений, взаимно пересекающихся трещин с противоположными направлениями смещений. Линия пересечения трещин совпадает с осью промежуточного главного напряжения, а биссектрисы смежных углов – с направлениями осей главных напряжений. При этом ось максимального сжатия располагается в створе острого угла, образуемого парой сколов. Поскольку допускается, что из-за длительного действия сжимающих напряжений плоскости трещин могли испытать повороты, вследствие чего угол, в створе которого находится ось максимального сжатия, становится тупым (более 90°), идентификация индексов осей главных напряжений осуществляется на основании данных о направлениях смещения бортов сопряженных пар трещин.

В методе исследования напряжений и разрывов в очагах землетрясений, применяемом Л.М. Балакиной и А.В. Введенской [13-14, 35-36], оси P, N и T в решениях механизмов очагов

отдельных землетрясений являются осями главных напряжений, а нодальные плоскости – плоскостями действия максимальных касательных напряжений. Подобный подход использован и в работах американских ученых [507], где в качестве осей главных тектонических напряжений принимались направления осей P и T механизмов очагов только сильных землетрясений с магнитудой Mw>7. По мнению [288], отказ от использования данных по землетрясениям средних и малых магнитуд (существенно усложняющих картину пространственного распределения осей главных напряжений) позволил этим авторам получить достаточно устойчивую картину ориентации главных осей напряжений.

Метод квазиглавных напряжений В.Д. Парфенова [229, 230] основан на гипотезе о том, что плоскости сколовых трещин совпадают с плоскостью действия наибольших касательных напряжений. Используя данные об ориентации плоскостей и направлениях борозд скольжения для совокупности трещин, характеризующих квазиоднородное напряженное состояние геологического объема, для каждой трещины строятся оси P^k и T^k (подобно тому, как это делается в сейсмологии по данным о механизмах очагов землетрясений). В итоге получаются два облака точек, центры которых определяются как выходы на полусферу осей квазиглавных напряжений σ_3 и σ_1 . При этом не указывается, каким образом решается проблема соблюдения требования об ортогональности осей главных напряжений. Анализ результатов применения данного метода, выполненный [288], показывается по разрывам, имеющим ограниченные отклонения от плоскостей скалывания, и если при этом реализуются обе системы трещин, симметричные относительно осей главных напряжений. В исследованиях [451, 493, 508] аналогичный подход применялся для определения напряжений по сейсмологическим данным для отдельных механизмов очагов землетрясений в широком диапазоне магнитуд (0< Mw<6).

Статистический метод изучения трещиноватости П.Н. Николаева [208-211] заключается в анализе разброса пространственной ориентации одноранговой совокупности трещин, входящих в однородный по характеру деформирования объем. На прямоугольной диаграмме-матрице с осями, определяющими соответственно азимут и угол вектора падения плоскости каждой трещины, в заданном интервале осуществлялся поиск полюсов сопряженных систем трещин путем выделения локальных максимумов. По мнению П.Н. Николаева, асимметрия выделенных парных максимумов позволяет осуществлять идентификацию осей главных напряжений, полагая, что максимум сдвинут в сторону оси максимального сжатия, а преимущественный разброс – в сторону оси максимального растяжения.

Морфокинематический метод (по [288]) или тектонофизический метод структурных парагенезисов (по [98-101], что и на наш взгляд в большей мере отражает его сущность) основан на изучении и детальном картировании внутренней структуры зон скалывания, под

которыми понимают «деформационную зону между двумя смещающимися блоками земной коры, параметры и внутренняя структура которой определяется регулярным полем напряжений, обусловленным силами, движущими эти блоки, а также механическими условиями деформации горных пород на конкретном глубинном уровне» [98, стр. 81]. Этот метод «... можно рассматривать как существенное развитие подхода к определению структурно-кинематических параметров крупных разломов и параметров тензора напряжений соответствующего масштабного уровня по изучению совокупности ориентации различных типов более мелких структур ...» [288, стр. 71]. Поскольку предложенный способ идентификации различных элементов в составе структурных парагенезисов тектонических разрывов, не несущих прямых признаков следов перемещений (зеркал скольжения), широко применялся нами при решении тех или иных (в том числе – прикладных) задач, предполагающих необходимость реконструкции полей напряжений, целесообразно остановиться на нем более подробно. Основные его положения сводятся к тому, что в массивах горных пород, в зависимости от особенностей проявления механических напряжений, разрывы сплошности могут выражаться в виде отдельных трещин, их систем, деструктивных зон с повышенной плотностью трещин нескольких систем, образующих парагенезисы. В наиболее общем виде все разрывы могут быть сколами или отрывами. В условиях тектонического сжатия преимущество приобретают деструктивные зоны сколовых разломов, которые С.С. Стоянов предложил называть зонами скалывания [337]. Их развитие происходит последовательно – от образования отдельных сколов до их концентрации в относительно узкой зоне и, в конечном итоге, до формирования поверхности, концентрирующей все движение. Кроме трещинных структур зоны скалывания могут включать и другие виды тектонитов: структуры пластического течения и рассланцевания, тектонические брекчии и др.

По представлениям А.В. Лукьянова, С.С. Стоянова, О.Б Гинтова и др. [181, 337, 101 и др.], зоны скалывания, формирующиеся в условиях горизонтального сдвигания, включают следующие парагенезисы трещинных структур (разрывов):

1) *L*-сколы, которые параллельны направлению плоскости основного сдвигания в зоне и совпадают с одной из поверхностей главных касательных напряжений.

2) *L*'-сколы, перпендикулярные к направлению плоскости основного сдвигания в зоне и совпадающие со второй поверхностью главных касательных напряжений.

3) *R*-сколы, ориентированные под углом $(\pi/4 - \alpha_0)^\circ$ к направлению плоскости основного сдвигания в зоне, отклоняясь от него в сторону оси максимального сжатия. Здесь α_0 – угол скалывания, т.е. угол между направлением оси максимального главного напряжения и поверхностью скалывания; его величина зависит от прочностных свойств деформируемой среды и на разных глубинных уровнях земной коры имеет значения от 28° до 45° (по [98]) или

от 10° до 45° (по [93]). В последней работе также отмечается, что величина угла скалывания обычно увеличивается по мере увеличения всестороннего сжатия.

4) *R*'-сколы, которые ориентированы под углом $(\pi/4 + \alpha_0)^\circ$ к направлению плоскости основного сдвигания в зоне, отклоняясь от *L*'-сколов в сторону оси максимального сжатия.

5) *Р*-сколы, ориентированные зеркально симметрично *R*-сколам относительно плоскости главного разрыва. Следует отметить, что идентификация этого типа структур, на наш взгляд, представляется весьма проблематичной, поскольку в полевых условиях за *P*-сколы зачастую могут приниматься *R*-сколы, сформированные в иных (инверсионных) обстановках, наличие которых уверенно устанавливается при обработке зеркал скольжения с применением кинематического метода тектонофизики (см. ниже).

6) Трещины отрыва To^1 , ориентированные под углом $(\pi/4)^\circ$ к направлению плоскости основного сдвигания в зоне, перпендикулярно оси максимального растяжения.

В составе различных зон скалывания и на их периферии в совместном нахождении наиболее часто встречаются *L*- и *R*-сколы, *L*- и *L*'-сколы или *R*- и *R*'-сколы. Более редки случаи проявления *L*- и *R*'-сколов. Еще реже в совместном нахождении отмечаются трещины отрыва и сколы. Кроме этого, в составе структурных парагенезисов иногда анализируются осевые линии складок *F*, ориентированные перпендикулярно оси максимального сжатия, а также *S* – шарниры складок, особенно, складок волочения.

Следует отметить, что в пределах тектонически активных регионов в одном и том же обнажении, как правило, проявляются совокупности разрывов, которые не образуют единых парагенезисов, а представляют собой наложенные системы, относящиеся к различным фазам тектогенеза. Последнее обстоятельство требует внимательной разбраковки трещинных структур в процессе анализа. При этом могут учитываться состав минерального заполнителя или его отсутствие, взаимоотношения отдельных систем трещин и другие признаки. Но наиболее надежным, на наш взгляд, критерием выделения и идентификации элементов структурных парагенезисов тектонических разрывов является соответствие ориентировок их простираний направлениям основных зон скалывания в регионе, которые установлены и подтверждаются другими методами [38, 39, 203, 214 и др.]. Более подробно этот аспект исследований рассмотрен в главе 2. Он имеет важное прикладное значение, поскольку подобный прием идентификации структурных парагенезисов тектонических разрывов, не несущих прямых признаков следов перемещений (зеркал скольжения), был апробирован и широко применялся при реконструкции полей напряжений в процессе работ по уточнению

¹ В указанных работах [101, 337] трещины отрыва обозначаются как «T» без подстрочного индекса. Поскольку в сейсмологии этот символ повсеместно применяется для обозначения осей минимального сжатия—максимального растяжения в решениях механизмов очагов землетрясений и в этом качестве используется нами в последующих главах, здесь, во избежание разночтений, для трещин отрыва принято обозначение «To».

геолого-структурных условий и оценки сейсмической опасности территорий размещения проектируемых и строящихся (в том числе – потенциально особо опасных) объектов разного целевого назначения [44, 60-64, 131, 289, 304 и др.].

Структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим [313, 314, 318 и др.] базируется на анализе результатов дешифрирования линеаментов (возможных сдвигов), вблизи которых выделяются мелкие прямолинейные элементы рельефа (мегатрещины). В основу метода заложено положение о преобладании сдвиговых перемещений по разломам фундамента платформ в новейший этап, обоснованное следующими данными: 1) подавляющее большинство разломов в осадочном чехле ориентировано субвертикально вследствие влияния сдвигового поля напряжений с горизонтально ориентированными осями максимального и минимального сжатия; 2) отсутствием вблизи дневной поверхности литостатических напряжений, что обусловливает горизонтальное положение оси сжатия; 3) результатами математического и физического моделирования, показывающими концентрацию касательных напряжений над сдвигом фундамента как в основании осадочного чехла, так и на дневной поверхности [188, 282, 283]. В конечном итоге по данным об ориентации мегатрещин по отношению к линеаменту восстанавливаются направления осей максимального девиаторного сжатия и растяжения, определяется направление сдвигания, выявляется обстановка дополнительного сжатия или растяжения, ориентированного нормально к плоскости сдвига [288, 313, 314].

Метод тройственного парагенезиса трещин К.Ж. Семинского [309] применен при анализе массовых замеров трещиноватости в зонах разломов, когда на стереографических проекциях выделяются три системы полюсов трещин, плоскости которых приблизительно перпендикулярны друг другу. Наибольшая плотность полюсов отвечает главной системе, а ориентация трещин второстепенной системы зависит от кинематического типа разлома, для которого определяется тройственный парагенезис. Трещины главной одной И ИХ второстепенных систем являются сопряженными, третья система рассматривается как дополнительная. При этом ось промежуточного главного напряжения совпадает с линией пересечения главной и дополнительной систем трещин, а оси главных напряжений σ_3 и σ_1 располагаются в створе их плоскостей. По мнению [288] со ссылкой на результаты экспериментов по моделированию зон горизонтального сдвигания [22, 23, 29, 93, 98, 337, 434, 482, 492], главная и второстепенная системы трещин в данном методе – это R- и R'-сколы дополнительная соответственно, а система трещин формируется В направлении, перпендикулярном оси промежуточного главного напряжения.

Методы квазипластического анализа трещин, как и методы структурного анализа, направлены на реконструкцию всех параметров напряженного состояния, учитывая при этом не только данные по ориентировкам плоскостей сколов, но и результаты определения направлений

относительных смещений вдоль разрывов, определяемых по зеркалам скольжения на поверхности сместителя. Согласно Ю.Л. Ребецкому [281, 284, 286, 287], часть этих методов составляет категорию методов дислокационного анализа трещин, поскольку в них базисом для реконструкции природных напряжений является гипотеза о совпадении смещения на разрыве с направлением касательных напряжений [427, 504], положенная в основу теории дислокационной пластичности [18, 423]. Во второй группе (кинематический метод О.И. Гущенко, метод Ж. Анжелье и др.), в теорию дислокационного скольжения Батдорфа-Будянского привнесены новые базовые положения О.И. Гущенко, согласно которым: «1. В процессе упругопластического деформирования преобразование части упругих деформаций в необратимые (остаточные) ... может осуществляться как за счет сдвигов по вновь образующимся поверхностям нарушений сплошности геоматериала, так и за счет смещения берегов уже существующих трещин и разрывов различного масштабного уровня; 2. Каждое индивидуальное смещение вдоль поверхности трещины возмущает поле напряжений только более низкого масштабного уровня и не влияет на кинематику трещин этого же масштаба; 3. Направление среднего вдоль поверхности скола смещения совпадает с направлением действия среднего на этой поверхности касательного напряжения, отвечающего искомому для квазиоднородного объема тензору средних напряжений» (цитируется по [288, стр. 79]). В пределах локального объема горных пород ориентация осей главных нормальных напряжений остается постоянной, а соотношения их величин, определяемых коэффициентом Лоде-Надаи μ_{σ} , могут меняться от +1 до -1, т.е. вид тензора напряжений изменяется от одноосного сжатия $(\mu_{\sigma} \approx +1)$ через чистый сдвиг $(\mu_{\sigma} \approx 0)$ до одноосного растяжения $(\mu_{\sigma} \approx -1)$. Как видно, только первое положение этого подхода совпадает с положениями гипотезы [427, 504]. По ориентировкам векторов перемещения на совокупности зеркал скольжения решается обратная задача по восстановлению ориентировок тектонических напряжений, обусловивших эти перемещения.

Согласно [288], категория методов квазипластического анализа включает как численные методы реконструкции тензора тектонических напряжений на основе нахождения экстремума «функции однородности» («функции совместности» по [206]) для совокупности анализируемых данных, так и графические методы выделения областей «допустимых решений» ориентации главных осей тензора напряжений на основе анализа кинематических ограничений.

Первое из этих направлений, применяемое при анализе как геологических, так и сейсмологических данных [206, 414, 430, 431, 447, 454], исходит из положения о том, что искомой ориентировкой осей главных напряжений является та, для которой сумма косинусов углов между направлением смещения и направлением касательных напряжений будет минимальной. Ко второму направлению – нахождение областей «допустимых решений» [288] –

отнесены методы реконструкции напряжений, использующие графические приемы построения векторов в сферической системе координат и учитывающие кинематические постулаты О.И. Гущенко: *метод М-плоскостей* [418], собственно *кинематический* метод [120, 121, 127, 128 и др.], методы *right dihedral* [125, 415, 416] и *right threhedra* [122, 125, 465, 466] и другие.

Кинематический метод, созданный О.И. Гущенко в 70-80-х годах прошлого века, являлся первым, в котором использовались данные как о параметрах плоскости трещины, так и об ориентации борозд скольжения, измеренных in situ непосредственно в горных породах [118-122, 124-125, 127]. По совокупности этих данных решается обратная задача по восстановлению ориентировок тектонических напряжений, обусловивших перемещения в горном массиве. При этом могут быть использованы ограничения на ориентацию осей σ_1 и σ_3 по отношению к направлению вектора смещения, впервые сформулированные Д.П. Маккензи [471]. Кроме постулата Уоллеса и Ботта о том, что вектор смещений, определяемый по штрихам и бороздам скольжения, совпадает с ориентировкой касательных напряжений, действующих на этой плоскости [427, 504], метод О.И. Гущенко включает дополнительные положения. В частности учитывается, что вследствие иерархической соподчиненности разномасштабных структур разрушения, тектонические напряжения, вызывающие смещения по региональным разломам и несущие информацию о наиболее устойчивом региональном уровне поля напряжений, являются основной причиной возмущения напряжений на каждом из более мелких уровней. При этом смещения по отдельным плоскостям одного уровня не приводят к изменению ориентации векторов перемещений на прочих плоскостях этого же уровня и ориентации осей напряжений регионального уровня. Таким образом, в пределах локального объема горных пород ориентация осей главных нормальных напряжений остается постоянной, а соотношения их величин, определяемых коэффициентом Лоде-Надаи μ_σ, могут меняться. Реконструкция тектонических напряжений в рамках кинематического метода выполняется как с использованием ручных приемов графического решения на круговых диаграммах (стереограммах), так и автоматизировано, с применением программных средств [124; 483]. Позднее сходные принципы были заложены в программы «FaultKinWin» [408], «WinTENSOR» [439], «Geotect, Ppole, K2» В.А. Корчемагина [239] и пакет программ О.И. Гущенко с соавторами «Geos» [354], также применяемые для машинной обработки тектонофизических данных.

Memod right dihedral, разработанный Ж. Анжелье [416, 418], увязывает ориентировку вектора скольжения вдоль плоскости скола с параметрами тензора напряжений, допуская для каждой из трещин возможное попадание осей алгебраически минимального и максимального главных напряжений в разные пары накрестлежащих квадрантов, на которые нодальные плоскости делят сферу единичного радиуса. Соответственно, алгоритм реконструкции

напряжений, предложенный Ж. Анжелье, состоит в нахождении графическим способом этих областей, в пределах которых могут находиться выходы осей максимальных растягивающего и сжимающего главных напряжений для совокупности сколовых нарушений [412-416]. В работах [465, 466] также данный подход назван методом right threhedral. Этот метод применяется не только к геологическим (зеркала скольжения), но и к сейсмологическим данным, полученным путем решения механизмов очагов землетрясений. В обоих случаях на основании математических неравенств, накладывающих определенные ограничения на возможную ориентировку главных осей тензора напряжений, формируются однородные выборки данных, характеризующие однородную фазу деформирования объема. Результаты развития кинематического метода [122, 125] сближают его с методом Ж. Анжелье. Поскольку, согласно [122], в процессе квазипластического деформирования однородного объема, ориентировка осей главных нормальных напряжений остается постоянной, допуская изменение во времени коэффициента Лоде-Надаи (определяемого по индивидуальным зеркалам скольжения), ориентировка вектора подвижки на произвольно ориентированной плоскости скола может варьировать в довольно широком диапазоне. Это положение заложено в основу принципа выделения однородноосных объемов.

К категории численных методов, применяемых в тектонофизике, относятся и методы расчета параметров тензора квазипластических деформаций.

Метод расчета тензора приращений или скорости сейсмотектонических деформаций [292, 294, 428] в очагах землетрясений за счет вклада быстрых движений по разрывам, в рамках которого процесс сейсмотектонического разрушения рассматривается как часть процесса квазипластического течения горных масс, реализующегося в виде смещений по разноориентированным разномасштабным нарушениям без введения каких-либо ограничений на направление этого смещения.

Метод расчета тензора среднего механизма С.Л. Юнга [404, 405] основан на постулате о подобии процессов сейсмотектонического течения в очагах землетрясений различных магнитуд и на репрезентативности выборки, определяющей средний механизм; используется при оценке композитного механизма по совокупности знаков вступления продольных волн для роя землетрясений.

Метод расчета сейсмотектонических деформаций в кумулятивной области [352] предполагает, что характер деформации в области упругой разгрузки вокруг очага землетрясения не зависит от магнитуды последнего, которая определяет лишь размер этой области. При этом распределение снимаемых деформаций в окрестности очага изменяется обратно пропорционально расстоянию от гипоцентра. Это позволяет для любой точки сейсмоактивной области осуществлять расчет тензора приращений сейсмотектонических деформаций путем суммирования вкладов от землетрясений, области разгрузки которых накрывают данную точку.

Метод парагенетического анализа дизъюнктивных структур Л.М. Расцветаева [272, 279] использует установленную этим автором зависимость между параметрами тензора напряжений и проявлениями различных структурных форм (зеркалами скольжения, тектонической трещиноватостью, мелкими разрывными нарушениями и другими типами малых структурных форм, связанными общностью условий формирования). В основу метода заложено представление о квазипластическом деформировании горных пород, обуславливающем энергетическую эффективность смещений по ранее образованным нарушениям, предполагая использование широкого спектра геологических индикаторов этого деформирования. По мнению [288], количественные данные с помощью этого метода получаются только в отношении определения ориентации главных осей тензора трещинных деформаций, тогда как вид эллипсоида деформаций определяется качественным образом.

Метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) Ю.Л. Ребецкого и предложенные им алгоритмы решения широкого спектра задач с применением МКА позволяют, используя данные о механизмах очагов землетрясений, рассчитать: 1) ориентировку осей главных напряжений, параметры эллипсоида напряжений и сейсмотектонических деформаций; 2) нормированные величины эффективного давления и максимального касательного напряжения; 3) величину прочности сцепления и абсолютные значения эффективного давления; 4) тектоническое давление в твердом скелете пород и флюидное давление в трещинно-поровом пространстве [280, 281, 287, 288]. В данном случае речь идет об оценке современных напряжений, проявляющихся в земной коре в течение инструментального периода сейсмологических наблюдений. Положения метода применимы и к анализу геологических индикаторов о трещинах сдвига (скола) на основе принципов, обоснованных в процессе обработки сейсмологического материала. При этом использование данных о зеркалах скольжения позволяет реализовать только первые два из перечисленных положений: установить ориентировку главных осей и вид тензора напряжений, рассчитать нормированный тензор сейсмотектонических деформаций, определить нормированные величины эффективного и максимального касательного давления. В развитие кинематического метода О.И. Гущенко, где применялись ограничения на ориентацию осей алгебраически наибольшего и наименьшего из главных напряжений, в МКА дополнительное математическое неравенство накладывает ограничение и на ориентацию оси промежуточного главного напряжения. Полная система полученных Ю.Л. Ребецким неравенств является следствием энергетических ограничений, вытекающих из теории пластичности, что позволило отнести МКА к методам, в которых трещинные смещения рассматриваются как квазипластическое течение [287, 288]. Базисные

положения метода также содержат положения, согласно которому в процессе деформирования преобразование части упругих деформаций в необратимые осуществляется главным образом за счет сдвигов по уже существующим поверхностям сколов. Образование нового или активизация существующего скола рассматривается и как акт разрушения, и как микроакт (по времени) катакластического деформирования, привносящего определенный вклад в тензор сейсмотектонических деформаций. Одно из положений МКА постулирует, что разрывные дефекты в геосреде расположены достаточно близко, предопределяя взаимовлияние трещин, определенным образом сглаживаемое в ходе деформационного процесса в условиях неизменного внешнего нагружения [288]. В течение деформационного процесса Ю.Л. Ребецким выделяются установившаяся и неустановившаяся фазы деформирования. Установившаяся фаза характеризуется квазипостоянством напряжений, означающим, что напряжения могут меняться в короткие промежутки времени из-за произошедших актов хрупкого разрушения, но эти изменения носят закономерный характер. Множественные акты хрупкого разрушения определяют отклонения напряжений от некоторого среднего значения, которое на протяжении достаточно длительного интервала времени остается постоянным, предопределяя подобие эллипсоида упругих и необратимых деформаций. Если интенсивности приращений упругих деформаций за каждый последующий акт внешнего нагружения совпадает с интенсивностью тензора необратимых деформаций, то уровень напряжений для установившейся фазы деформирования постоянный, если не совпадает, но их эллипсоиды подобны – то фаза деформирования остается установившейся, но для нее уровень напряжений возрастает во времени. Напротив, неустановившаяся фаза деформирования предполагает постоянные изменения ориентации осей главных напряжений или вида эллипсоида напряжений, происходящие с квазипостоянной или переменной скоростью. Используя критерии однородности процесса накопления необратимых деформаций в пространстве и времени, алгоритм МКА позволяет разделить начальные выборки сейсмологических данных и данных о зеркалах скольжения на однородные, характеризующие разные фазы напряженного состояния, ориентируясь при этом на выделение минимального числа установившихся фаз нагружения при удовлетворении энергетических критериев метода и получении максимальных значений суммарной упругой энергии, выделяющейся на трещинах. При обработке сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений этот алгоритм также позволяет определить, какая из двух нодальных плоскостей реализована в виде сейсмического разрыва: в качестве такового выбирается та из них, для которой кулоновы напряжения имеют большие значения [287, 288].

Таким образом, решение тектонофизических задач допускает применение разных методов и их модификаций. Так, Ю.Л. Ребецким основные методы разделены на две группы – структурного и квазипластического анализа тектонических разрывов [284, 287, 288]. По

классификации О.Б. Гинтова [98], возможность применения какого-либо метода определяется отсутствием или наличием на изучаемом объекте следов перемещений горного массива в виде зеркал скольжения: метод структурных парагенезисов направлен на определение ориентации осей главных напряжений для совокупности систем тектонических трещин, не несущих следов перемещений, а кинематический метод предполагает реконструкцию полей напряжений с использованием как параметров плоскости разрыва, так и ориентации вектора смешения. В классификации Ю.Л. Ребецкого каждая из этих категорий охватывает совокупность методов и методических приемов, применяемых в том или ином виде разными исследователями.

1.2. Способ построения стереографических моделей структурно-кинематических парагенезисов разрывов и смещений

Используемые в данной работе приемы обработки как результатов полевых измерений зеркал скольжения на стенках трещин, так и решений механизмов очагов землетрясений, можно отнести к категории методов структурного анализа (по [288]), поскольку их задачей являлось графическое определение ориентации осей главных напряжений и деформационных режимов, обусловивших процесс разрывообразования. По своему алгоритму эти приемы близки одному из видов анализа напряжений на основе совмещения разных подходов, обозначенного Ю.Л. Ребецким [287, 288] как метод локализации хрупкого разрушения, который в работах зарубежных исследователей [431, 452] применялся по отношению к данным по зеркалам скольжения. Он содержит элементы как тектонодинамического анализа П.Н. Николаева, так и метода анализа экстремума «функции однородности», предполагая вынесение на стереографическую сетку проекций плоскостей трещин и векторов смещений с выделением их близких в структурно-кинематическом отношении. Подход дополнен совокупностей, элементами метода В.Д. Парфенова [229, 230]: для каждого зеркала также определялись «квазиглавные» оси напряжений, особенности распределения которых на стереограмме также учитывались в процессе сепарации данных. При обработке был использован применяемый некоторыми исследователями [98, 102, 110, 166 и др.] принцип совместного анализа на стереограмме (в изолиниях плотностей) как замеренных параметров зеркал скольжения полюсов разрывов и проекций векторов смещений, так и графически определенных проекций «квазиглавных» осей. Построения выполнялись на экваториальных стереографических сетках Шмидта. Обработка данных производилась вручную с привлечением программных средств (программы «Stereo Nett») с учетом особенностей зеркал скольжения, определяемых в полевых

условиях: выделялись аккреционные (по минеральным заполнителям или глинкам трения) и коренные («врезанные» в породу) зеркала скольжения. Первые из них являются следствием вторичных подвижек; вторые, как правило, относятся к разряду первичных смещений, синхронных разрывообразованию. Направление движения по разрыву определялось по «правилу Гофера» (*Höfer's rule*), согласно которому крыло разрыва смещается вдоль штрихов скольжения в направлении наименьшей шероховатости, придавая зеркалам скольжения асимметричную форму: обрывчики (порожки отрыва) обращены в сторону, обратную движения стенки. Также вполне надежно устанавливается направление смещения по «треугольникам выкрашивания» на поверхностях зеркал скольжения [4].

Выше отмечалось, что одна из главных задач тектонофизических реконструкций состоит в выделении однородно деформируемых четырехмерных пространственно-временных объемов, в пределах которых должна формироваться анализируемая выборка разрывов и смещений. Поскольку при совместной обработке и интерпретации результатов полевых измерений (параметров зеркал скольжения) должны учитываться те из них, которые удовлетворяют условиям однородно-деформированного горного массива в одну общую фазу деформаций, были разработаны разные способы разделения полученных данных на однородные подгруппы, каждая из которых соответствует отдельному эпизоду деформирования. Ю.Л. Ребецким отмечено, что в каждом из методов структурного анализа существуют свои критерии, например, сопряженные пары или системы сколов в методах М.В. Гзовского, П.Н. Николаева и К.Ж. Семинского, соответствие системы оперяющих сколов положению главного разлома в методе О.Б. Гинтова [101] и т.д. В методе П.Н. Николаева имеется возможность создания формализованных приемов выделения однородных во времени и пространстве объемов, однако Ю.Л. Ребецкий полагает, что метод малочувствителен к отдельным событиям и эффективен при обработке лишь статистически представительных множеств. В методе О.Б. Гинтова один из аналитических вариантов решения обратной задачи предполагает подбор «... с использованием принципов соответствия или степени соответствия, когда задается некоторая комбинация ориентации главных осей и определяется, соответствуют ли (или насколько соответствуют) измеренные векторы и траектории подвижек такому положению осей» [98, стр. 172]. При получении двух и более равноправных полей напряжений задается ограничение на минимальную величину параметра Tn, которая может увеличиваться до тех пор, пока разница в количестве подходящих векторов не станет существенной. Предпочтение в этом случае отдается варианту, в котором заданному условию удовлетворяет большее количество замеров. По [288], проблема выделения однородно деформируемых пространственно-временных объемов и формирования однородных выборок анализируемых данных не до конца решена и в рамках методов расчета квазипластических деформаций за исключением тех, в которых

выполнялся графический анализ трещин (методы Ж. Анжелье, О.И. Гущенко, Ю.Л. Ребецкого). Критерии, с помощью которых можно понять, насколько однороден в пространстве и времени процесс накопления необратимых деформаций, разработаны в рамках метода катакластического анализа разрывных смещений [287, 288] на основе положения теории пластичности.

В процессе настоящих исследований проблема выделения однородно деформируемых четырехмерных пространственно-временных объемов, равно, как и постановка самой задачи по локализации таких объемов, рассматривалась несколько в ином ракурсе, поскольку ни время формирования зеркал скольжения, ни особенности пространственного распространения их однотипных совокупностей не устанавливаются однозначно. Исследования были направлены на выделение структурно-кинематических парагенезисов тектонических разрывов и смещений – СКП (совокупностей зеркал скольжения, элементы залегания и направления смещений которых отвечают однотипным полям напряжений), и на последующую унификацию их параметров путем построения локальных (для пункта наблюдений) и обобщенных стереографических моделей, аппроксимирующих соответствующие обстановки проявления регионального разрывообразования в пределах Горного Крыма. Необходимость подобной разбраковки обусловлена наличием зеркал скольжения двух и более генераций на одной поверхности разрыва (рисунок 1.1) и существенным разбросом значений измеряемых параметров зеркал скольжения, которые свидетельствуют многократных 0 И разнонаправленных тектонических воздействиях на горный массив. Такой подход вполне допустим, поскольку, как показали результаты обработки первичных массивов данных, максимумы основных параметров зеркал скольжения (полюсов разрывов и проекций векторов смещений, графически определенных положений проекций «квазиглавных» осей) для сходных совокупностей, как правило, локализуются в пределах ограниченных сегментов стереограмм в виде обособленных скоплений, которые отражают влияние разных фаз тектогенеза, обусловленных обстановками. Количество различными кинематическими уверенно идентифицируемых СКП в некоторых пунктах нередко достигало трех-четырех парагенезисов; для каждого из них решалась обратная тектонофизическая задача по реконструкции положения структурообразующих полей тектонических напряжений [38, 47]. Особенности распределения анализируемых параметров позволяют графическим способом выполнить сепарирование данных в каждом пункте наблюдений на однородные по сходству параметров совокупности, отражающие влияние разных фаз тектогенеза. Некоторые сходные принципы заложены в программы «FaultKinWin», «WinTENSOR», и другие [239, 354, 408, 439], применяемые для машинной обработки тектонофизических данных. Нами построения осуществлялись вручную на стереографических сетках Шмидта с привлечением программных средств («Stereo Nett»),

облегчающих локализацию максимумов в распределении анализируемых параметров. Это обусловлено необходимостью генерализации условий залегания близких по параметрам активизированных разрывов в каждом пункте наблюдений с целью структурно-кинематической идентификации основного разлома, что не предусмотрено вышеперечисленными программами, но имеет большое значение для региональных геолого-структурных построений.



Рисунок 1.1. Следы тектонических смещений разных генераций на стенках тектонических разрывов (трещин). Стрелки указывают направление смещения висячего крыла разрыва.

Таким образом, полученные по комплексу сходных признаков совокупности зеркал скольжения (*структурно-кинематические парагенезисы тектонических разрывов и смещений*, далее – *СКП*), представленные в виде обобщенных стереографических моделей [38, 39, 47], характеризуют разные обстановки (фазы) тектонического нагружения исследуемой области. Учитывая, что выполняемые построения содержат элементы нескольких ранее известных методов, этот прием можно определить как *способ построения стереографических моделей структурно-кинематических парагенезисов разрывов и смещений*. Основную его идею можно сформулировать следующим образом: если некоторый массив горных пород, нарушенный системой ослабленных поверхностей (разноориентированных разломов и трещин, плоскостей напластования и т.п.) подвергается воздействию внешнего по отношению к нему поля напряжений, то деформации, возникающие в этом массиве, реализуются через смещения по тем из этих поверхностей, элементы залегания которых удовлетворяют данному полю напряжений. То есть, эти смещения рассматриваются как вторичные, поскольку происходят они, как правило, не синхронно с процессами трещинообразования, а в течение последующих, главным образом, новейших фаз тектогенеза. Об этом свидетельствуют: развитие зеркал скольжения преимущественно по минеральным заполнителям на стенках ранее сформировавшихся тектонических трещин (чаще всего, это гидротермальные образования – кальцит, кварц, цеолиты и т.п.);

- нередко встречаемое наличие на одной поверхности разрыва двух и более генераций зеркал скольжения, а также присутствие в одном пункте наблюдений признаков нескольких различных (нередко противоположных по ориентации) систем напряжений, реконструируемых по зеркалам скольжения, отражающих разные фазы тектогенеза и различные кинематические условия, существовавшие в те или иные периоды геологической истории региона.

Особо следует отметить принятую нами систему обозначений осей главных напряжений. Известно, что нормальные напряжения могут быть напряжениями как сжатия, так и растяжения. В технике положительными считаются напряжения растяжения. В то же время, в горном деле, в зарубежной тектонофизике [98, 101, 415 и др.], а также в некоторых экспериментальных исследованиях принято иное правило знаков нормальных напряжений: здесь положительными считаются напряжения. *В настоящей работе сжатие также принято положительным при* $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Процедура построения стереографических моделей СКП [38, 47] включает:

- вынесение на стереограмму значений всех замеренных параметров зеркал и реконструированных «квазиглавных» осей напряжений для каждого пункта наблюдений и последующую их разбраковку на отдельные парагенезисы по сходству ориентировок «квазиглавных» осей *σ*₁ и *σ*₃;

- разнесение значений параметров зеркал скольжения, включенных в разные *СКП*, на отдельные стереограммы и фиксацию элементов каждого парагенезиса по максимумам соответствующих параметров, определяемых по изолиниям их плотностей (с использованием программы «Stereo Nett»), с условием соблюдения перпендикулярности осей полученного тензора напряжений.

В общем виде стереографическая модель каждого *СКП* содержит как реально замеренные, так и реконструированные элементы в виде изолиний их плотностей и соответствующих максимумов (рисунок 1.2):

полюса и направления подвижек (относительные смещения висячего крыла) всех
зеркал скольжения и их усредненные, соответствующие максимуму (или максимумам),
значения;

- проекции усредненных плоскостей (или плоскости) разрыва и векторов смещений с указанием структурно-кинематического типа разрыва;

- изолинии плотностей осей «квазиглавных» напряжений *σ*₁ и *σ*₃ для всех зеркал скольжения, включенных в состав данного парагенезиса;
- положение реконструированных (по максимумам плотностей осей «квазиглавных» напряжений) осей главных напряжений *σ*₁, *σ*₂ и *σ*₃ и плоскостей их парного размещения.



Рисунок 1.2. Стереографическое отображение *СКП* тектонических разрывов и смещений, сформированных в условиях различных деформационных режимов – сдвигового (*a*), сбросового (*b*) и взбросового (*b*); пункты наблюдений и номера парагенезисов (указаны в скобках), соответственно, Kastel (1), Iograf (1) и Balakl_1(1) [38]. *Условные обозначения*: *1-2* – проекции плоскостей (*1*) и осей (*2*) нормальных напряжений ($a - \sigma_1$, $b - \sigma_2$, $b - \sigma_3$); *3* – полюса разрывов и направления подвижек – относительные смещения висячего крыла (a - по парагенезису в целом, усредненные значения, b - по отдельным зеркалам скольжения); *4* – проекция усредненного вектора смещения по парагенезису (определена по максимуму плотностей проекций единичных векторов каждой системы); *5-8* – изолинии плотностей по совокупности замеров: «квазиглавных» осей нормальных напряжений σ_1 (*5*), σ_3 (*b*), полюсов (*7*) и проекций векторов смещений (*8*); *9-11* – проекции плоскостей и характеристика структурно-кинематических типов разрывов (*9* – сдвигов, *10* – сбросов, *11* – взбросов, *12* – надвигов; сплошные – основные, пунктирные – слабовыраженные).

Таким образом, стереографические модели *СКП* содержат полную для структурнокинематического анализа информацию, поскольку два первых параметра характеризуют условия залегания и структурно-кинематический тип тектонического нарушения (или нескольких нарушений), в зоне динамического влияния которого находится данный пункт наблюдений, а ориентировки осей напряжений отражают тип деформационного режима и обстановку формирования данного парагенезиса [38, 47]. Применение описанного способа позволяет сопоставлять различные кинематические обстановки разрывообразования как в отдельных пунктах наблюдений, так и на больших территориях, оценивать роль тех или иных систем тектонических нарушений в структуре региона, осуществлять анализ трансформаций систем напряжений в процессе тектогенеза. К числу достоинств данного способа можно отнести также следующие: 1) стереографическое отображение *СКП* позволяет не только идентифицировать обстановки их формирования, но дает представление о параметрах активизированных разрывов, позволяя определять их элементы залегания и структурнокинематический тип, что имеет большое значение для геолого-структурных и геодинамических построений; 2) поскольку выделенные СКП характеризуются максимумами параметров по выборке данных, то ошибочное включение в состав того или иного парагенезиса отдельных «рассредоточенных» замеров не искажает окончательный результат, а только увеличивает дисперсию распределения значений отдельных параметров; 3) так как (в силу объективных причин) в пунктах тектонофизических наблюдений не всегда удается обнаружить достаточно представительное количество зеркал того или иного парагенезиса, появляется возможность использования малочисленных выборок, что существенно повышает информативность исследований; 4) применение способа позволяет не озадачиваться проблемой установления границ структурно-однородного объема при производстве тектонофизических измерений, так как все различия в условиях разрывообразования в пределах изучаемого горного массива получают соответствующее отражение в выделенных СКП разных типов. Предлагаемый способ весьма прост в реализации, не требует углубленной теоретической подготовки и может использоваться в практике полевых исследований всеми геологами. Выполнение отдельных операций возможно с применением вышеупомянутых существующих или адаптированных программных средств. Вероятные отклонения значений полученных параметров от результатов, удовлетворяющих теории прочности Ш.Кулона-А.Навье-О.Мора, вполне укладываются в «полосу доверия» шириной 15÷20°, допускаемую при графическом решении обратной геофизической задачи [98].

Применение данного способа в определенных условиях имеет некоторые ограничения [101, 230, 287, 288]. В частности, Ю.Л. Ребецкий показывает, что метод В.Д. Парфенова, элементы которого заложены в применяемый способ, дает систематическую ошибку в случае, когда в массиве реализуется не чистый, а простой сдвиг. Величина такой ошибки в определении осей главных напряжений σ_1 и σ_3 будет составлять порядка $12 \div 15^\circ$, что вполне удовлетворяет требованиям к точности решения поставленных задач, укладываясь в рамки допустимых погрешностей.

Корректность подобного подхода при тектонофизических реконструкциях в регионе была обоснована на примере одного из пунктов наблюдений (Ordg_2 на рисунке 1.4 – *см. ниже*), расположенного к югу от г. Феодосия. Изученное обнажение представлено массивом верхнеюрских конгломератов с неясно выраженной слоистостью. Породы интенсивно дислоцированы, пронизаны многочисленными жилами кальцита, по которым развиты разноориентированные зеркала скольжения. Одна из кальцитовых жил с элементами залегания $83 \angle 76^{\circ}$ (азимут и угол падения) пересекается трещиной ($178 \angle 46^{\circ}$), в плоскости которой по кальциту развито зеркало скольжения, хотя в плоскости самой жилы зеркало скольжения отсутствует (рисунок 1.3). Подобная ситуация предопределила алгоритм «тестовых»

построений, имеющих целью проверить графическим путем на статистически представительном фактическом материале соответствие ориентировок реальных векторов смешений, зафиксированных в пункте наблюдений, предполагаемому положению плоскости максимальных касательных напряжений τ_{max} . Условия и порядок построений определены следующим образом [38, 47]:

1. Отсутствие зеркала скольжения в плоскости кальцитовой жилы (при наличии в пункте наблюдений множества зеркал с разнонаправленными векторами смещений) позволило предположить, что положение этой жилы в пространстве абсолютно не удовлетворяло возможностям смещений по ней в условиях любых систем напряжений, действовавших в данном пункте.



Рисунок 1.3. Сегменты на стереограмме, в различной степени благоприятные для возникновения тектонических разрывов и вторичных смещений в пункте наблюдений Ordg_2 (по [38, 47]): 1-2 – проекция плоскости (1) и полюс (2) кальцитовой жилы; 3 – сечение τ_{max} ; 4 – проекции плоскости зеркала скольжения и вектора смещения висячего крыла; 5 – полюс зеркала и направление подвижки; 6 – изолинии плотности проекций векторов смещений (остальные пояснения – в тексте).

Примечание: все стереографические построения в главе 1 (кроме рисунка 1.7) выполнены в проекции на верхнюю полусферу.

2. Исходя из этого, все пространство стереограммы было разграничено на сегменты, в различной степени благоприятные (или неблагоприятные) для возникновения разрывных смещений по величине параметра Tn, представляющего собой нормированное по максимуму касательное напряжение на изучаемой площадке ($Tn = \tau/\tau_{max}$). В качестве неблагоприятных для возникновения смещений определены: положение самой плоскости жилы ($\pm 15^{\circ}$) и области ($\pm 15^{\circ}$) в непосредственном окружении ее полюса (на рисунке 1.3 – темная заливка). Этим зонам соответствуют значения Tn < 0,4. К наиболее благоприятным для возникновения смещений (Tn > 0,8) отнесены сечения, равноудаленные от плоскости жилы и ее полюса на 45° ($\pm 15^{\circ}$), где предполагается, что значение величины Tn приближается к 1 (на рисунке 1.3 – точечно-пунктирная линия и области без заливки в ее окрестностях $\pm 15^{\circ}$). Сегменты, промежуточные

между первыми и вторыми, характеризуются условиями, малоблагоприятными для образования смещений (на рисунке 1.3 – светлая заливка).

3. С целью определения соответствия выделенных благоприятных и неблагоприятных сегментов реальным направлениям смещений, установленным по зеркалам скольжения, на эту же стереограмму вынесены проекции всех реальных векторов (58 замеров) в виде изолиний плотности.

4. Анализ элементов стереограммы показал, что проекции реальных векторов смещений локализованы, главным образом, в пределах сегментов, выделенных как благоприятные для возникновения подвижек ($Tn = 0.8 \div 1$): основные максимумы проекций векторов удалены от плоскости кальцитовой жилы на $\approx (45\pm12)^{\circ}$. Асимметричное положение максимумов (некоторое отклонение в сторону кальцитовой жилы) удовлетворяет условиям формирования разрывов и смещений в интервале преимущественного развития *L*- и *R*-сколов одного *СКП*. Возможность такого отклонения отмечалась и в работах [101, 230].

Таким образом, полученные данные, в частности, локализация проекций векторов смещений в окрестностях предполагаемой плоскости максимальных касательных напряжений τ_{max} , согласуются с вышеописанными приемами определения положений «квазиглавных» осей напряжений. Установленные впоследствии (см. главу 2) закономерности в распределении значений параметров *СКП*, моделей деформационных режимов и кинематических обстановок региона подтвердили корректность данного методического подхода.

Фактологическую основу для построения стереографических моделей *СКП* составили результаты полевых наблюдений, охвативших разновозрастные литолого-стратиграфические образования и вулкано-магматические комплексы на значительной части территории Горного Крыма – от г. Севастополя на западе до г. Феодосия на востоке (рисунок 1.4). Индексы, присваиваемые пунктам наблюдений, отражают названия близлежащих населенных пунктов или орографических элементов; формат индексов продиктован требованиями подготовки материалов в машиночитаемом виде для программы «Stereo Nett», используемой для обработки данных на стереографических сетках. Поскольку тектонофизические наблюдения охватывают практически всю территорию Горного Крыма, можно уверенно полагать, что полученные результаты адекватно отражают наличие и роль разрывов тех или иных структурно-кинематических типов в строении региона, а также условия их формирования.

Дальнейшая обработка данных осуществлялась в следующей последовательности: 1) анализ количественных соотношений разрывов различных структурно-кинематических типов в каждом пункте наблюдений и по региону в целом; 2) сопоставление параметров *СКП*, сформированных в условиях однотипных деформационных режимов, и построение *стереографических моделей деформационных режимов* для разных кинематических обстановок

путем усреднения значений одноименных параметров всех парагенезисов, образовавшихся в сходных условиях; 3) анализ кинематических обстановок тектонического разрывообразования в регионе по параметрам полученных моделей деформационных режимов разных типов.



Рисунок 1.4. Карта размещения основных пунктов тектонофизических наблюдений с применением кинематического метода (1 – Kokasan; 2 – Baidar_5; 3 – Foros_2; 4 – Kadik_2; 5 – Schast_1; 6 – Karabi_3; 7 – Karabi_2; 8 – Karabi_1; 9 – ForosV; 10 – Kkaya; 11 – KuchukG; 12 – Kuchuk; 13 - Baidar_3; 14 – Baidar_2; 15 – Baidar_1; 16 – MellasV; 17 – OlivaV; 18 – Podkov; 19 – Meggor_K; 20 – Kastel; 21 – StCrim; 22 – Ordg_5; 23 – Morsk; 24 – Kokt_1; 25 – Serpant; 26 – Iograf; 27 – Bal_pl; 28 – Balakl_2; 29 – Balakl_1; 30 – Mram_1; 31 – Kadik_1; 32 – Gosfort_1; 33 – Vis_510; 34 – Rezerv_1; 35 – Ordg_2; 36 – Sokol_1; 37 – Sokol_2; 38 – Guva; 39 – Topchan; 40 – Alchak; 41 – Sharha; 42 – Ordg_6). Геологическая основа по [10].

Эта последовательность отражает возрастание роли интерполяционной составляющей в процессе исследований, поскольку в основу обобщений 1-го уровня положен исключительно фактический материал (замеры параметров зеркал скольжения), не зависящий от априорных предпочтений автора. Завершающий уровень (построение стереографических моделей деформационных режимов и кинематических обстановок разрывообразования) характеризуется наиболее высокой степенью обобщения и интерполяции фактических данных. В настоящее время такой анализ вполне осуществим благодаря значительному количеству накопленных фактических данных, позволяющих обосновать полученные выводы статистически представительным материалом.

Полученные стереографические модели в процессе анализа дифференцировались по типам деформационных режимов альпийского тектонического разрывообразования и по особенностям проявления кинематических обстановок, которые отражают доминирующие

условия сжатия или растяжения в регионе с учетом ориентировок осей главных напряжений относительно сторон света.

Прообразом современных классификаций деформационных режимов тектонического разрывообразования можно считать положение Е.М. Андерсона о том, что для верхней части земной коры одно из главных нормальных напряжений является субвертикальным, а два других – субгоризонтальными. Образуемые таким образом три сочетания главных осей обусловливают возникновение трех соответствующих типов разрывов: при субвертикальном положении оси σ_3 образуются надвиги (или взбросы), при таком же положении оси σ_2 – сдвиги, для сбросов субвертикальной является ось σ_1 [411].

Осуществлялись также попытки систематизировать обстановки разрывообразования путем анализа симметрии систем напряжений и ее разновидностей [214]. В результате исследований, проведенных в пределах разных регионов Украины и сопредельных территорий, было установлено, что типичные системы напряжений имеют ромбическую симметрию относительно поверхности Земли, характеризующуюся горизонтальным положением плоскости σ_{l} - σ_{3} и обусловливающую формирование сдвигов. Наблюдаемое усложнение симметрии тектонических напряжений происходит в процессе развивающихся деформаций в виде некоторого поворота первичных ромбических систем напряжений относительно поверхности Земли. К повернутым (трансформированным) были отнесены системы, обладающие моноклинной симметрией, когда только одна из осей горизонтальная, и триклинной симметрией – в случаях, когда ни одна из осей не находится в горизонтальной плоскости.

В процессе изучения условий новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма (равно, как и обстановок сейсмогенеза в сейсмоопасных регионах) выяснилось, что вышеприведенные классификации не отражают всего многообразия напряженнодеформированных состояний горных массивов и, вследствие этого, недостаточно информативны при анализе деформационных режимов и кинематических обстановок.

В классификации режима деформирования, предложенной Ю.Л. Ребецким с соавторами [288], напряженного приведено основных геодинамических типа три состояния: горизонтального сжатия, растяжения и сдвига (рисунок 1.5 а). В первом случае ось алгебраически максимального главного напряжения σ_l ориентирована субвертикально, а действующее в субгоризонтальном направлении напряжение максимального сжатия σ_3 создает вдоль своей оси максимальные деформации продольного укорочения (horizontal compression). Во втором – при субвертикальном направлении оси максимального сжатия σ_3 вдоль действующего в субгоризонтальном направлении напряжения максимального растяжения σ_l возникнут наибольшие деформации удлинения; соответственно, данный режим отражает горизонтальное растяжение (horizontal extension). Третий случай (субвертикальное положение

оси σ_2 и субгоризонтальное направление действия σ_1 и σ_3) способствует формированию горизонтального сдвига вдоль плоскости субвертикального разрыва (*horizontal shear*). На рисунке 1.5 *a* показаны сектора, на которые делится октант, построенный на осях главных напряжений, в случае, когда используется деление всех возможных ориентаций осей главных напряжений на три главных геодинамических типа. «Каждому из этих типов напряженного состояния отвечает свой преимущественный тип разрывообразования. В зонах горизонтального растяжения – разрывы типа взбросов и надвигов (*inversion faults*), в зонах горизонтального растяжения – разрывы типа сбросов (*normal faults*), а в зонах горизонтального сжатия – сдвиги вдоль простирания (*strike shear*)» [288, стр. 182]. Наряду с этими типами разрывов встречаются разрывы, сочетающие в себе разный тип смещения. Так в зонах горизонтального растяжения будут встречаться сдвиго-сбросы, в зонах горизонтального сжатия – сдвиго-взбросы, а в зонах горизонтального савиги и сбросо-сдвиги.



Рисунок 1.5. Схемы геодинамического районирования при делении на три (*a*) и шесть (*б*) типов напряженного состояния (по [288]). Тип напряженного состояния определяется в зависимости от попадания оси на зенит в одну из областей на поверхности октанта, построенного на осях главных напряжений: 1 – горизонтальное растяжение, 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 – горизонтальное сжатие, вертикальный сдвиг.

Для учета возможности сочетания разных типов преимущественного движения на разломе удобнее использовать деление напряженного состояния на шесть геодинамических типов, предусматривающее три дополнительных промежуточных состояния (рисунок $1.5 \, \delta$). Для каждого из этих геодинамических типов напряженного состояния существуют разрывы определенного кинематического типа. К таким разрывам относят те из них, которые образуются вблизи плоскости скалывания, т.е. их плоскость лежит в диапазоне углов 25-45° от оси максимально сжатия σ_3 . Такие разрывы в случае горизонтального сжатия будут взбросами, в случае горизонтального двига будут сдвигами по простиранию. Соответственно для остановки горизонтального сжатия со сдвигом преимущественно возникают разрывы типа взброса-сдвига и сдвиго-взброса, для обстановки

горизонтального растяжения со сдвигом – разрывы типа сбросо-сдвигов и сдвиго-сбросов, а для обстановки вертикального сдвига – взрезы и пологие надвиги [288]. Следует добавить, что употребление термина «геодинамическое районирование» в данном случае представляется не вполне удачным, поскольку в легендах геодинамических карт, получивших широкое развитие после возрождения концепции новой глобальной тектоники, это понятие отражает совершенно иные категории [75, 76, 142, 509].

Поскольку в процессе настоящих исследований по изучению условий формирования сейсмотектогенеза использовались большие массивы числовых данных, нами была применена удобная для обработки данных, детальная классификация О.И. Гущенко с соавторами (таблица 1.1). В ее основу заложена идентификация деформационных режимов по соотношению углов наклона γ^1 , γ^2 и γ^3 осей главных напряжений (соответственно σ_1 , σ_2 и σ_3) [98, 126].

1.	Взбросовый	γ ¹ ≤30°	$\gamma^2 \leq 30$	γ ³ ≥45°
2.	Сбросовый	γ ¹ ≥45°	γ ² ≤30°	γ ³ ≤30°
3.	Сдвиговый	γ ¹ ≤30°	$\gamma^2 \ge 45^{\circ}$	γ ³ ≤30°
4.	Взбросо-сдвиговый	γ ¹ ≤30°	γ ² >30°	γ ³ >30°
5.	Сбросо-сдвиговый	γ ¹ >30°	$\gamma^2 > 30^\circ$	γ ³ ≤30°
6.	Взбросо-сбросовый	γ ¹ >30°	γ ² <30°	γ ³ >30°
7.	Октаэдрический	γ ¹ >30°	γ ² >30°	γ ³ >30°

Таблица 1.1. Величины углов наклона осей главных напряжений для различных деформационных режимов (по [98, 126]).

Эта классификация была успешно апробирована как при тектонофизической реконструкции условий разрывообразования в пределах Горного Крыма [38, 39, 58 и др.], так и при структурно-кинематической идентификации сейсмогенных зон системы Загрос, области Вранча и Крымско-Кавказско-Черноморского региона по данным решений механизмов очагов землетрясений [46, 48, 54, 55, 145, 148, 355]. В первом случае дополнительно рассматривались два типа деформационных режимов – одноосного сжатия и одноосного растяжения. Применение этой классификации позволило дифференцировать по типам деформационных режимов как отдельные проявления тектосейсмогенеза (зеркала скольжения, решения механизмов очагов), так и полученные стереографические модели, характеризующие обстановки разрывообразования на региональном уровне.

При сопоставлении моделей однотипных деформационных режимов было установлено, что значения их параметров (элементов залегания разрывов со сходными направлениями подвижек, проекций векторов смещений, проекций осей сжатия и растяжения) образуют обособленные скопления в пределах весьма ограниченных сегментов стереограмм. Позиции этих совокупностей зачастую настолько различаются, что априори могут рассматриваться как проявления разных условий тектонического разрывообразования. Эти различия обусловлены многообразием *кинематических обстановок*, которые отражают доминирующие условия сжатия или растяжения в регионе и особенности ориентировок осей главных полей напряжений относительно сторон света. Так, обстановки регионального сжатия обусловили проявление, главным образом, взбросовых, взбросо-сдвиговых и одноосного сжатия деформационных режимов. В условиях растяжения основную роль играли режимы сбросовые, сбросо-сдвиговые и одноосного растяжения. Сдвиговые, взбросо-сбросовые и октаэдрические режимы присущи обстановкам как регионального сжатия, так и растяжения, однако значительная часть сдвиговых тектонических смещений и их парагенезисов образовалась в условиях всестороннего регионального сжатия (рисунок 1.6).



Рисунок 1.6. Обстановки сжатия (слева) и растяжения (справа), обусловившие проявление различных деформационных режимов тектонического разрывообразования.

Обстановки. взбросо-сбросовые В которых проявились И октаэдрические деформационные режимы, в каждом конкретном случае устанавливаются по структурнокинематическому типу идентифицированных тектонических разрывов. Следует акцентировать внимание на том, что в категории «взбросо-сбросовый деформационный режим» речь идет не о типе смещения «взбросо-сброс», какового в природе не существует, а о типе деформационного режима, который характеризует условия разрывообразования. Зеркала скольжения (равно, как и нодальные плоскости в очагах землетрясений), формирующиеся в условиях взбрососбросового деформационного режима, проявляются или как взбросы (при углах наклона оси сжатия менее 45° , но более 30°), или как сбросы (при углах наклона оси растяжения менее 45° , но более 30°), отражая в первом случае обстановки регионального или локального сжатия, во втором – растяжения.

Употребление множественного числа по отношению к каждому из режимов вызвано разнообразием кинематических обстановок их проявления, обусловленным широким спектром ориентировок осей главных напряжений. Из вышеизложенного видно, что методологический арсенал проведенных исследований включает как известные, широко применяемые и многократно описанные в научной литературе методы, так и оригинальные разработки.

1.3. Способ построения стереографических моделей сейсмогенеза

Полученное в процессе исследований во многих пунктах наблюдений наличие нескольких идентифицируемых *СКП* новейших разрывов и смещений могло расцениваться как следствие чрезмерных параметрических ограничений, заложенных в методологию выделения этих парагенезисов. Представлялись маловероятными большое разнообразие и многократная сменяемость условий тектогенеза. Подтверждением корректности применяемых подходов и полученных данных могли послужить результаты исследования деформационных режимов и кинематических обстановок современного разрывообразования, включая возможность фиксирования их изменений и трансформаций в масштабе реального времени. Такую информацию можно почерпнуть из сейсмологических данных путем анализа решений механизмов очагов землетрясений, локализованных в пределах структурно выраженных или относительно компактных (в небольшом объеме геосреды) сейсмоактивных областей.

Существующая методика исследования напряжений и разрывов при решениях механизмов очагов землетрясений [13, 14, 35, 36] основана на принципах, заложенных в основу кинематического метода изучения тектонических разрывов и смещений. Поскольку сейсмологическое решение механизма очага и тектонофизическое решение обратной задачи по реконструкции условий тектонического разрывообразования характеризуют (с использованием разных исходных данных) одно и то же явление – мгновенное хрупкое разрушение горного массива, при унификации параметров сходных механизмов очагов землетрясений могут быть применены принципы, на которых базируется метод структурных парагенезисов. Это обусловлено исходными сейсмологическими данными (в т.ч. допусками, неизбежными вследствие ограниченного количества используемых первых вступлений продольных волн) и особенностями параметризации элементов решения механизма, получаемыми в процессе исследования напряжений и разрывов в очагах. В частности, в этих решениях предполагается, что положение взаимноперпендикулярных (по определению) нодальных плоскостей совпадает с плоскостями действия главных касательных напряжений, то есть эти плоскости

соответствуют *L*- и *L'*- сколам. При этом не учитывается возможность формирования в очаге сколов, отвечающих углу внутреннего трения пород, то есть не взаимноперпендикулярных, а ориентированных по отношению к осям главных напряжений под углом, не равным 45° (с осью напряжений максимального сжатия в остром угле между плоскостями). Следовательно, и само решение будет отражать реальную ситуацию лишь при условии, что разрывы в очаге представлены *L*- и *L'*-сколами.

Однако, как было сказано выше, экспериментально установлено [101, 380 и др.] и подтверждено полевыми тектонофизическими исследованиями [98, 101, 214, 337 и др.], что деформирование горного массива происходит либо посредством образования сопряженных систем L-, L'-, R-, R'-сколов и трещин отрыва, составляющих единый структурный парагенезис, либо активизацией подвижек по уже существующим разломам. Последнее возможно в случае, если положение данного разрыва и направление смещения по нему удовлетворяют возмущающему полю напряжений. Поскольку в процессе деформирования реализуются не все вышеперечисленные типы, а только некоторые из них [98, 337 и др.], весьма вероятно, что и в очаге разрыв происходит под углом не 45° к осям главных напряжений, а с учетом внутреннего трения пород, то есть, условно говоря, по типу *R*-скола как наиболее распространенного элемента структурного парагенезиса. В этом случае при определении ориентации осей главных напряжений могут быть внесены коррективы, удовлетворяющие требованиям теории прочности Ш. Кулона–А. Навье–О. Мора, согласно которой образование сколовых трещин (и смещение по их поверхностям) происходят под углом, не равным 45° к направлению действия главных осей нормальных напряжений. Задача усложняется тем, что для фокальных механизмов неизвестна плоскость разрыва. Тем не менее, в этом аспекте методы полевой тектонофизики и сейсмологии обретают общую точку соприкосновения, позволяющую выполнять интерпретацию механизмов очагов землетрясений для сейсмотектонических и геодинамических реконструкций.

Исследования имели целью реконструкцию и унификацию сейсмогенерирующих полей напряжений для групп очагов, характеризуемых сходными деформационными режимами и общностью кинематических обстановок формирования. Возможность создания однородных выборок фокальных механизмов с применением аналитических расчетов подробно рассмотрена в работах Ю.Л. Ребецого [287, 288 и др.]. В ходе наших исследований она решалась исключительно графическим способом. Как и при изучении разрывообразования в Горном Крыму, начальный этап обработки материала включал разбраковку очагов землетрясений по типам *деформационных режимов* с использованием классификации [98, 126], в которой углы наклона γ^{1} , γ^{2} и γ^{3} соотносились с осями *P* (максимального сжатия–минимального растяжения), *N* (промежуточной) и *T* (максимального растяжения–минимального сжатия), соответственно, в пересчете на нижнюю полусферу (таблица 1.1). При сопоставлении решений механизмов

очагов, характеризуемых однотипными режимами, также выяснилось, что значения их параметров (ориентировки нодальных плоскостей со сходными траекториями подвижек, проекции векторов смещений, проекции осей *P* и *T*) образуют обособленные скопления в пределах весьма ограниченных сегментов стереограмм. Путем сепарации этих данных *очаги землетрясений, имеющие близкие пространственно-кинематические параметры, были объединены в один структурно-кинематический парагенезис сейсмогенных разрывов*, отражение которого на стереограмме рассматривается в качестве *стереографической модели соответствующего типа сейсмогенеза*, а в случае закономерного или компактного расположения этих очагов в пространстве – в качестве *стереографической модели сейсмогенной или очаговой зоны*.

Принципиальная подобной возможность, последовательность результаты И интерпретации показаны на примере построения стереографических моделей сейсмогенеза системы Загрос, отражающих условия субмеридионального сжатия [48, 355]. В качестве основных – первичных – параметров в данных построениях принимаются элементы залегания нодальных плоскостей в решениях механизмов очагов (рисунок 1.7), поскольку, согласно методике исследования напряжений и разрывов в очагах [13, 14, 35, 36], положение (ориентировки и углы падения) осей Р и Т являются производными от них. При этом нами допускалось, что реализация сейсмогенных разрывов может осуществляться как в плоскости главных касательных напряжений, так и несколько отклоняясь от нее в соответствии с величиной угла внутреннего трения. На этом основании представилось возможным объединить в единый парагенезис однотипные механизмы очагов с идентичными структурнокинематическими параметрами одной из нодальных плоскостей при некоторых незначительных расхождениях в остальных характеристиках полученного решения. Идентификация реальных сейсмогенных разрывов, равно как и определение пространственных параметров образуемых ими сейсмогенных зон, осуществлялись с учетом латерального (в плане) и вертикального (на разрезах) распределения однотипных очагов.

Так, результаты решений механизмов сдвиговых очагов, сформировавшихся в обстановках субмеридионального сжатия, на первый взгляд, указывают на наличие двух структурно-кинематических парагенезисов с компактным распределением их параметров на стереограммах (рисунок 1.7 *a*, *б*). Нодальные плоскости этих парагенезисов характеризуются субвертикальным падением и имеют диагональные (северо-западное и северо-восточное) простирания. Оси *P* и *T* расположены в субгоризонтальной плоскости и ориентированы соответственно: *P* – в субмеридиональном (170 $\angle 2^\circ$ и 10 $\angle 12^\circ$) и *T* – в субширотном (80 $\angle 3^\circ$ и 101 $\angle 4^\circ$) направлениях. Однако в каждом из приведенных парагенезисов, как и в решениях конкретных механизмов очагов, включенных в их состав, определяющим элементом является

одна из нодальных плоскостей, соответствующая реальному сейсмогенному разрыву. Поскольку рассматриваемые очаги локализованы в пределах геоструктуры северо-западного простирания, положению и кинематике реальных разрывов более всего удовлетворяют правые сдвиги аналогичной ориентировки.



Рисунок 1.7. Порядок и примеры построения стереографических моделей сейсмогенеза сдвигового и взбросового типов системы Загрос, сформировавшихся в обстановке субмеридионального сжатия: a, δ – структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов сдвигового типа, e – соответствующая модель сейсмогенеза, z, d, e – структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов взбросового типа, \mathcal{H} – модель сейсмогенеза взбросового типа. *Условные обозначения*: 1-4 – изолинии плотностей параметров решений механизмов очагов: осей максимального (1) и минимального (2) сжатия, полюсов нодальных плоскостей *NP1* (3) и *NP2* (4); 5-7 – проекции осей главных напряжений (5 – максимального, 6 – минимального сжатия, 7 – промежуточной); 8 – проекции плоскостей размещения главных осей нормальных напряжений; 9-11 – проекции плоскостей вероятных сейсмогенных разрывов в моделях (L, L', R – сколов) и их структурно-кинематические типы – сдвиги (9), взбросы (10), надвиги (11), стрелками указано направление перемещения лежачего крыла разрыва; 12 – реконструированное направление регионального сжатия. *Построения на нижней полусфере*.

Предположив, что часть разрывов реализовалась в плоскости максимальных касательных напряжений, т.е. по типу *L*-сколов (*NP1* на рисунке 1.7 *a*), а остальные – с отклонением от нее в соответствии с величиной угла внутреннего трения (с некоторой долей условности обозначим их как *R*-сколы – плоскости *NP1* на рисунке 1.7 *б*), все их можно объединить в один структурно-кинематический парагенезис (с параметрами $P=172/2^{\circ}$ и $T=82/3^{\circ}$ при вертикальном положении оси *N*), характеризующий сейсмогенную зону как совокупность сколов этих типов, сформированных в едином – меридионального сжатия – поле тектонических

напряжений (рисунок 1.7 *в*). Величина угла скалывания полученной системы (α=20÷25°) вполне соответствует результатам экспериментов, моделирующим условно-мгновенное разрушение осадочных и магматических образований – песчаников, мраморов, мраморизованных известняков, диабазов и т.п. [93]. Обратное соотношение (*L*-сколы – *NP2* из рисунка 1.7 *а* и *R*-сколы – *NP2* из рисунка 1.7 *б*) принципиально невозможно, поскольку не удовлетворяет условиям рассматриваемой кинематической обстановки.

Группа взбросовых землетрясений, сформировавшихся в условиях субмеридионального сжатия, не столь однородна по распределению параметров решений механизмов, как предыдущая. Полюса нодальных плоскостей этой категории очагов образуют две парные совокупности, которые (вместе с соответствующими ориентировками осей P и T) на стереограммах можно отразить в виде двух парагенезисов (рисунок 1.7 г, d). При этом один из них (г) указывает на наличие обстановок субмеридионального сжатия с ориентировкой оси $P=11 \angle 16^\circ$, второй (d) – юго-юго-западного–северо-северо-восточного сжатия с $P=198 \angle 13^\circ$. В первом случае нодальные плоскости идентифицируются: NP1 – как надвиг с элементами залегания $203 \angle 28^\circ$, NP2 – как взброс ($3 \angle 62^\circ$). Во втором – нодальные плоскости так же представлены надвигом и взбросом, но с противоположными направлениями падения: надвиг NP1 падает на север-северо-восток ($22 \angle 32^\circ$), взброс NP2 – на юг-юго-запад ($193 \angle 58^\circ$). В этой интерпретации указанные группы очагов землетрясений можно рассматривать как самостоятельные парагенезисы сейсмогенных разрывов и смещений, отражающие две, хоть и близкие по своим параметрам, но все-таки различные обстановки сейсмогенеза.

Возможна и иная трактовка данной совокупности решений механизмов очагов. Абстрагируясь от полученных параметров ориентировок осей P и T, поскольку они являются производными от положений нодальных плоскостей, можно отметить одну особенность в условиях залегания последних, а именно: три из четырех максимумов их полюсов – pNP1(z), pNP2(z) и pNP2(d) – лежат в одной плоскости (рисунок 1.7 z, d), и, следовательно, сами плоскости пересекаются на стереограмме в одной точке, которую можно рассматривать в качестве проекции промежуточной оси напряжений N для всей совокупности сейсмогенных разрывов данного множества (рисунок 1.7 e). По определению, в этой же плоскости будут располагаться и оси P и T. Предположив, что не обязательно каждая из вышеописанной пары нодальных плоскостей соответствует сейсмогенному разрыву, а реализация самого разрыва может осуществляться как в плоскости максимальных касательных напряжений (по типу L-скола, по имеющимся данным можно построить сводную стереографическую модель данного типа сейсмогенеза (рисунок 1.7 m). В этой модели из всех нодальных плоскостей, показанных на рисунке 1.7 e, задействованы только плоскости, пересекающиеся в точке,

соответствующей положению оси *N*, две из которых имеют южное падение. Таким образом, условия сейсмического разрывообразования, аппроксимированного полученной моделью, отражают обстановку субмеридионального сжатия ($P=186 \ge 8^\circ$, $T=50 \ge 78^\circ$, $N=277 \ge 8^\circ$) и возможность возникновения в очагах субширотных разрывов с южным падением по типу *L*- и *R*-сколов. При этом *L*-сколы, имеющие более крутой угол падения ($193 \ge 54^\circ$), характеризуются как взбросы, а более пологие *R*-сколы ($202 \ge 28^\circ$) – как надвиги одного структурно-кинематического парагенезиса. В этой модели теоретически также возможна активизация плоскости с северным падением в качестве *L*'-скола (рисунок 1.7 *ж*).

Как видно из приведенных примеров, построенные стереографические модели сейсмогенеза учитывают возможность возникновения сейсмогенных разрывов в очаге не только под углом 45° к направлению действия главных осей нормальных напряжений, удовлетворяя, таким образом, требованиям феноменологической теории прочности Ш.Кулона–А.Навье– О.Мора и согласуясь с представлениями о сложном строении зон скалывания, включающих сложные структурные парагенезисы тектонических разрывов.

Таким образом, проведенный сейсмотектонический анализ с использованием способа построения стереографических моделей сейсмогенеза базируется на:

- дифференциации очагов землетрясений или их совокупностей по типам деформационных режимов и кинематических обстановок сейсмогенеза;

- вариативном подходе к интерпретации решений механизмов очагов с позиций метода структурных парагенезисов тектонофизики;

- структурно-кинематической идентификации и пространственной параметризации сейсмогенных зон разных типов, которые устанавливаются по особенностям локализации очагов, отвечающих однотипным моделям сейсмогенеза.

Как будет показано ниже, разнообразие стереографических моделей *СКП* и сейсмогенеза, а также определенные закономерности в распределении их параметров, позволяют обосновать некоторые соотношения последних в качестве индикаторов:

- инверсии кинематических обстановок – в случаях, когда оси напряжений, обусловившие обстановки регионального сжатия и растяжения, меняются местами; при этом имеется ввиду не одномоментное изменение ориентировки тензора напряжений на противоположное (поскольку применяемые методы и используемые данные не позволяют восстановить строгую хронологическую последовательность этих превращений даже при обработке сейсмологических данных, представленных только сильными землетрясениями), а констатация самого факта изменения кинематических обстановок с взаимозаменяемостью осей сжатия–растяжения структурообразующих полей напряжений;

- *трансформаций поля напряжений* – когда меняются местами плоскости максимальных касательных и нормальных напряжений или происходит некоторое изменение параметров тензора напряжений в пункте тектонофизических наблюдений и в конкретном очаге по сравнению с полученными моделями.

В этой связи также следует отметить, что в ходе анализа приходится оперировать такими категориями как «первичные» и «вторичные» («трансформированные») поля напряжений. К категории первичных отнесены те из них, которые обусловили проявления сдвигового, взбросового и сбросового деформационных режимов, отнесенных (по [98]) к «идеальным», поскольку в этих системах две главные оси расположены субгоризонтально, а третья субвертикально. Эти режимы, как указано выше, были отражены еще в классификации Е.М. Андерсона [411]. Комбинаторные сочетания первичных полей напряжений и соответствующих им деформационных режимов в виде взбросо-сбросового, взбросо-сдвигового и т.п. рассматриваются как следствия тех или иных трансформаций первичного поля, обусловленных составом и строением вмещающей среды, характером релаксации напряжений в зонах динамического влияния активных разломов высокого ранга либо иными локальными причинами. Особенно это касается проявлений взбросо- и сбросо-сдвигового типов, формирование которых возможно и в обстановках «косого» сжатия или растяжения транспрессии или транстенсии, идентификация которых в рамках применяемой методики изучения напряжений и разрывов в очаге землетрясения представляет определенные сложности.

большом разнообразии и Возвращаясь к вопросу о быстрой сменяемости кинематических условий разрывообразования, затронутому в начале этого подраздела, следует отметить, что проведенные исследования особенностей сейсмогенеза системы Загрос, области Вранча и Крымско-Кавказско-Черноморского региона с использованием статистически представительного и качественного сейсмологического материала в полной мере подтвердили тезис о геодинамической нестабильности изученных регионов, которая нашла отражение в многократных изменениях напряженно-деформированного состояния тектоносферы [45, 46, 48, 54, 55, 97, 98, 145, 148, 355 и др.]. Эти изменения происходили в течение весьма короткого (с точки зрения геохронологии) отрезка времени – 35÷50 лет (см. главы 3, 4), что на несколько порядков меньше длительности альпийского периода геологической истории, для которого выполнялись реконструкции условий тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма по данным изучения зеркал скольжения.

Основные выводы по разделу. Задачей используемых в данной работе приемов обработки результатов как полевых измерений параметров зеркал скольжения, так и решений механизмов очагов землетрясений, являлось графическое определение ориентации осей главных напряжений и идентификация деформационных режимов, обусловивших процессы разрывообразования. Эти приемы (способ построения стереографических моделей структурнокинематических парагенезисов разрывов и смещений, способ построения стереографических моделей сейсмогенеза и другие, используемые с ними в комплексе) относятся к категории методов, которая Ю.Л. Ребецким [287, 288] обозначена как методы структурного анализа напряжений основе совмещения разных подходов. Они содержат на элементы тектонодинамического анализа и анализа экстремума «функции однородности», предполагая вынесение на стереографическую сетку проекций (полюсов) плоскостей трещин и векторов смещений с выделением совокупностей, близких в структурно-кинематическом отношении (структурно-кинематических парагенезисов разрывов и смещений), а также элементы метода «квазиглавных» напряжений, особенности распределения определения которых на стереограмме также учитывались при сепарации данных. В процессе обработки был использован принцип совместного анализа на стереограмме (в изолиниях вероятностей плотностей) как замеренных параметров зеркал скольжения – полюсов разрывов и проекций векторов смещений, так и графически определенных проекций «квазиглавных» осей. Этот же принцип применен и для унификации решений механизмов очагов землетрясений, полученных по данным разных сейсмических агентств.

На отдельных примерах показаны возможности применения тектонофизических методов для уточнения геологического строения ключевых объектов, составляющих основу региональных тектонических и геодинамических моделей, с целью верификации этих построений. Установленные общие закономерности формирования тектосейсмогенеза, согласованность результатов, полученных в процессе изучения тектонических разрывов и сейсмичности в пределах разных регионов, а также воспроизводимость этих результатов, свидетельствуют о корректности подходов, применяемых в процессе настоящих исследований.

Глава 2. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ РЕЖИМЫ И КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ГОРНОГО КРЫМА

2.1. Системы разрывных нарушений в тектонических и геодинамических моделях региона: современное состояние проблемы

Изучение особенностей тектонического разрывообразования в Крыму имеет более чем вековую историю, отражающую, по мере наращивания объемов работ и совершенствования методов исследований, возрастающую роль тектонических разломных зон в представлениях о строении региона и о геодинамических особенностях его развития. Многообразие структурнокинематических типов тектонических разрывов, откартированных и идентифицированных в пределах Горного Крыма, предоставляет исследователям возможность обосновать различные, зачастую альтернативные тектонические и геодинамические модели региона в зависимости от концептуальных предпочтений того или иного автора. При этом нередко доминирующая роль отводится нарушениям, более всего удовлетворяющим той парадигме, которой придерживается сам исследователь. На основе этих воззрений и моделей [25, 26, 28, 38-42, 58, 75, 76, 91, 133, 146, 150-152, 161, 217-221, 238, 240, 241, 338, 342, 345, 349-351, 388-392, 395, 397-399, 401-403 и мн. др.] формируются представления о минерально-сырьевом потенциале, сейсмотектонике и сейсмической опасности территории Крыма, что переводит теоретическую дискуссию в практическую плоскость и существенным образом влияет как на выбор стратегии, так и на результаты прогнозных исследований. Примером являются работы [395, 403 и др.], в которых авторами, рассматривающими строение региона с позиций актуалистической геодинамики, осуществлена ревизия моделей зон возможного возникновения очагов землетрясений, положенных в основу карт детального и общего сейсмического районирования территории Крыма [6, 130, 203, 219, 220, 255, 261, 303 и др.].

В настоящее время все многообразие представлений о структуре и геодинамике Крыма, по мнению В.В. Юдина (которое во многом справедливо, но требует некоторого уточнения, о чем будет сказано ниже), укладывается в три основные группы концепций – фиксистскую, структурно-мобилистскую и сбалансированную геодинамическую [388].

Первая их них берет свое начало с работ К.К. Фохта и А.А. Борисяка [80], выделивших на территории Горного Крыма системы сбросов и сдвигов, обусловивших его блоковую

структуру. При этом А.А. Борисяк считал (на наш взгляд, во многом справедливо), что Крымские горы представляют собой общее сводовое поднятие, расчленённое крупными сдвиговыми разломами на ряд отдельных частей, перемещённых друг относительно друга. В последующем (вплоть до настоящего времени) концепция разломно-блокового строения региона нашла широкое отражение как в научных публикациях [25-26, 28, 84, 86, 181, 192, 193, 195-197, 212, 346, 347 и мн. др.], так и в специализированной картографической продукции [79, 81-83, 113-115]. При этом следует отметить, что в геологические построения, создаваемые на так называемой «фиксистской» основе, вполне логично вписывались надвиги, установленные в Горном Крыму и описанные в ряде научных публикаций [8, 79, 189, 190, 243, 326 и др.].

Согласно моделям, построенным с позиций структурно-мобилистской концепции, основанной «... на теоретических учениях о геосинклиналях, глубинных разломах, а также о глобальных циклах и фазах тектогенеза» [388, стр. 14], Крым сложен серией шарьяжных пластин и чешуй, разделенных надвигами (рисунок 2.1 *a*). При этом предполагалась возможность перемещения мезозойских аллохтонов как с юга [150-152, 240, 241, 349, 350 и др.], так и с севера [161, 218, 238, 345, 397 и др.].



Рисунок 2.1. Примеры структурных построений (геологических разрезов) для различных тектонических и геодинамических моделей Горного Крыма²: *a* – по [152]; *б* – по [388].

Третья концепция – «сбалансированная геодинамическая», основанная на теории тектоники литосферных плит [388], положена в основу геодинамических и структурнотектонических моделей Крыма и Крымско-Черноморского региона, представленных в работах В.В. Юдина и М.Е. Герасимова [68, 388, 390, 403 и др.]. Основными элементами этих моделей

² Ввиду громоздкости легенд к разрезам и картам, фрагменты которых представлены на рисунках 2.1 и 2.2, эти легенды здесь не приводятся – необходимые пояснения даны в тексте.

являются палеомикроконтиненты и террейны (Украиния, Скифия, Крымия), сочленяющиеся вдоль пологопадающих сутур – Северокрымской позднепалеозойского возраста с южным падением, Предгорной юрско-раннемелового возраста с падением на север и Южнокрымской (между Крымией и Черноморской плитой), также погружающейся в северном направлении. Современная структура Крымско-Черноморского региона (собственно, неокиммериды, по [388]) формировалась с олигоцена, преимущественно в неоген-четвертичный период (в течение конвергентной стадии последнего по времени цикла Вильсона), в результате сближения Евразийской и Африканской мегаплит, подавившего задуговый спрединг Паратетиса. В этой системе Горный Крым представлен как региональный Горнокрымский поп-ап (*pop-up structure – клиновидное поднятие*) второго порядка, структура которого обусловлена фронтальными неоген-четвертичными надвигами и зонами меланжа с северным падением и ретронадвигами южного наклона (рисунок 2.1 *б*) [388, 398 и др.].

В представленной классификации приведенных концепций [388], в частности, в характеристике тех из них, которые отнесены к разряду «фиксистских», заложено определенное несоответствие. Оно обусловлено смешением таких понятий, как «напряжения» и «разрывные деформации», вследствие чего наличие крутопадающих разломов трактуется исключительно как результат проявления вертикальных напряжений и движений блоков земной коры, а отражением воздействия тангенциальных напряжений являются только пологопадающие структуры – надвиги, шарьяжи, сутуры. То есть, к первой категории отнесены как собственно «фиксисткие» модели, основанные на доминирующей роли вертикальных тектонических напряжений и движений, вследствие чего могла формироваться блоковая структура «битой тарелки», так и модели, в которых постулируется доминирующее влияние тангенциальных (горизонтально ориентированных) систем напряжений, обусловивших формирование субвертикальных, закономерно ориентированных тектонических разрывов сдвигового и сбросового типов (при этом не исключая возможности образования и взбросо-надвиговых структур, как неотъемлемого элемента этих моделей). Таким образом, приведенная классификация не учитывает, что в настоящее время предметом обсуждения являются уже не основные положения «фиксистской» и «мобилистской» концепций, отводящие основную роль в формировании структур Крымского региона, соответственно, вертикальным и горизонтальным тектоническим движениям. Поскольку доминирующее влияние тангенциальных тектонических напряжений (при субгоризонтальном положении осей сжатия и растяжения главных напряжений) в Крыму установлено практически повсеместно и не подвергается сомнению, равно как и основные положения новой тектоники плит [38, 39, 58, 98, 102-104, 203, 342, 356, 357 и др.], основным объектом дискуссий настоящего времени является характер преобладающих типов деформаций земной коры региона, обусловленных этими полями.

Учитывая, что, согласно вышеперечисленным концепциям, современная структура Горного Крыма сформировалась, в основном, в течение неоген-четвертичного времени, значительная часть положений, касающихся условий возникновения и структурно-кинематических тектонических разрывов в регионе, относится к периоду альпийского и, в том числе, новейшего разрывообразования.

Очевидно, что любая парадигма должна выстраиваться на основе детального анализа максимального количества фактических данных, определяющих тем или иным образом структурно-кинематические особенности предлагаемых прогностических моделей. Желание следовать в русле новых направлений, попытки провести аналогии между изучаемой территорией и получившими широкое признание моделями геодинамических обстановок других регионов подчас приводят к игнорированию фактов, не укладывающихся в рамки предлагаемых концепций. Так, в легендах к тектоническим картам Азово-Черноморского региона [351], наиболее полно воплотившим представления о тектонике Крыма с позиций актуалистической геодинамики, отсутствуют субвертикальные сдвиговые тектонические разрывные нарушения, играющие важную роль в формировании структурного рисунка региона. Без учета опубликованных данных о многообразии структурно-кинематических типов тектонических разрывов, описанных в работах ряда исследователей [98, 103, 104, 203, 221, 342, 356, 357 и др.], на этих картах, кроме сутур, нашли отражение только два типа разрывных нарушений: «взбросо-надвиги и надвиги» и «сбросы»; при этом роль сбросовых систем нарушений на самой карте в пределах территории Крыма практически сведена к нулю (рисунок 2.2 а). Не оспаривая основных положений актуалистической геодинамики и не анализируя подробно содержание данного документа, отметим, что такой подход, не учитывающий накопленные геологической наукой фактические данные, дискредитирует саму идею геодинамических реконструкций и порождает недоверие к предложенной концепции.

По меньшей мере, некорректными можно считать приемы, к которым обратились составители крымского сегмента тектонической карты Украины [349, 350]. По-видимому, желая провести хоть какую-то аналогию между Крымом и Восточными Карпатами, без какихлибо веских оснований и вопреки мнению геологов, выполнявших в Крыму геологические съемки разных масштабов, они резко «омолодили» возраст древнейшего (позднетриасовогораннеюрского) флишевого комплекса Горного Крыма (таврической серии) до раннемелового (готерив-аптского), синхронизируя его с баррем-аптским «черным мелом» Карпат [324, 349, 350]. При этом были проигнорированы как многочисленные палеонтологические и геологоструктурные данные [86 и мн. др.], так и результаты изучения взаимоотношений уверенно датированных ранне- и среднеюрских вулкано-магматических комплексов с вмещающими их осадочными образованиями [175, 363 и др.]. В результате подобных допущений, авторы

обосновали новую «тектоническую конструкцию» Горного Крыма в виде двух практически горизонтально залегающих аллохтонных покровов – подстилающего Таврического готериваптского и залегающего на нем Яйлинского верхнеюрского (рисунок 2.2 б). Подробный критический разбор этих «нововведений» является предметом отдельной работы, однако отметим, что такой подход к составлению государственного геологического документа, каковым, безусловно, является данная тектоническая карта, на наш взгляд, недопустим.



Рисунок 2.2. Фрагменты (в пределах Горного Крыма) тектонических карт, составленных с позиций покровно-надвигового строения Крымского региона: *а* – по [351]; *б* – по [349].

Добавим, что проблема «омоложения» таврической серии до апта-альба (что влечет за собой кардинальные изменения представлений на структуру Горного Крыма) получила свое продолжение в работе Е. Шеремет с соавторами [162], подвергшейся критике сторонников всех вышеперечисленных тектонических и геодинамических концепций [27, 242, 400].

К числу основных факторов, не позволяющих безоговорочно принять вышеописанные модели покровно-надвигового строения региона, относится положение толщи верхнеюрских терригенно-карбонатных пород, которая в этих построениях позиционируется как аллохтон или олистостромы, перемещенные на Крымский полуостров извне и надвинутые на нижнемеловые или более древние образования [133, 240, 241, 349-351 и др.]. Таковая природа комплексов верхней юры (келловей-титон) предполагает исключительно тектонический характер их взаимоотношений как с отложениями нижнего мела (валанжин-альб), так и с образованиями средней юры и таврической серии (верхний триас-лейас). Вследствие этого, в покровнонадвиговых моделях региона практически все или абсолютно все контакты между указанными осадочными комплексами выделяются как тектонические, представленные пологими надвигами или ретронадвигами [76, 152, 349-351]. Позиционирование аллохтонного характера верхнеюрской толщи полностью исключает возможность наличия ее нормальных стратиграфических взаимоотношений с подстилающими (как более древними, так и более молодыми) автохтонными образованиями. Если же таковые обнаружатся, то данная геодинамическая модель представляется несовершенной.

Осветить эти аспекты можно как прямыми наблюдениями, так и посредством применения тектонофизических методов, поскольку: а) при крупномасштабных надвиговых процессах в пределах определенных участков перемещаемых толщ (форландах, краевых зонах и др.) должны формироваться соответствующие парагенетически связанные группы тектонических разрывов; б) при перемещении одних комплексов по другим на трущихся поверхностях автохтона и аллохтона и на стенках оперяющих трещин возникают зеркала скольжения, однозначно указывающие на направление перемещения (что характерно, например, для шарьяжных комплексов Карпат или для некоторых, достоверно установленных надвигов в Крыму). Исследование этих факторов на отдельных объектах, доступных непосредственному изучению (два из которых описаны в предыдущей главе), может послужить ключом к пониманию геодинамических процессов в регионе.

Так, предметом острых дискуссий является часто встречаемое более высокое гипсометрическое положение пород верхней юры, слагающих Главную гряду Крымских гор, по отношению к нижнемеловым отложениям. Это одна из ключевых проблем геодинамики Крымского региона, поскольку результаты интерпретации данного феномена не согласуются у разных исследователей, использующих его в своих геодинамических построениях. Краткое, но весьма емкое изложение вариантов интерпретации взаимоотношения нижнемеловых образований и массивов верхнеюрских известняков, приведено опять же в работе В.В. Юдина. Согласно первому из рассматриваемых им предположений «... массивы расположены на месте своего формирования со стратиграфическими контактами в основании, а по краям ограничены либо сбросами грабенов, либо ингрессионным причленением, либо стратиграфическим налеганием нижнемеловых толщ. В другой (мобилистской) трактовке – массивы значительно смещены эндогенными надвигами и представляют собой останцы шарьяжа с корневой зоной или на юге или на севере... Детальное изучение объектов привело нас (*B.B. Юдина – Ю.В.*) к

принципиально иному объяснению феномена: массивы имеют гравитационную природу и представляют собой олистолиты Горнокрымской и Массандровской олистостром, сползших соответственно с юга в конце раннего мела, а с неогена – с Главной гряды гор. Впоследствии часть массивов была осложнена эндогенными неотектоническими дислокациями» [399, стр. 251]. Столь обширная цитата приведена нами специально, поскольку в ней, по существу, отражены все рассматриваемые в настоящее время возможные варианты соотношения верхнеюрского и нижнемелового структурно-вещественных комплексов. Другими словами, первый из перечисленных вариантов предполагает формирование верхнеюрского и нижнемелового комплексов in situ, т.е. нижнемеловые образования отлагались на поверхности автохтонных верхнеюрских массивов или заполняли весьма глубокие эрозионные и эрозионнотектонические впадины [86]. Во втором варианте верхнеюрские образования рассматриваются, частности, в работах [240, 241], как аллохтонная пластина, перемещенная в в послераннемеловое время извне на Крымский полуостров и надвинутая на нижнемеловые или более древние отложения. При этом образования нижнего мела проявляются в виде «тектонических окон» в местах последующего размыва верхнеюрских комплексов, слагая основание межгорных (Байдарской, Варнаутской) котловин и предгорных (Салгирской) депрессий. Подобная позиция верхнеюрских известняков (за исключением массива Караби) нашла отражение и на «Геодинамической карте Украины» масштаба 1:1 000 000 [76]. Согласно третьей концепции, тектоническое воздействие на латеральное перемещение верхнеюрских комплексов с надвиганием их на породы раннего мела проявляется опосредованно: оно лишь создает необходимые предпосылки для гравигенного сползания (в виде олистолитов и олистоплаков) фрагментов верхнеюрских осадочных комплексов по полого наклоненным пластичным нижнемеловым глинам. Амплитуда такого сползания оценивается в 15÷20 км [399]. Кроме того, наличие нижнемеловых глинистых отложений на поверхности титонских известняков в пределах нижнего плато Чатырдага рассматривается как проявление грязевого вулканизма, т.е. выдавливания автохтонно залегающих пластичных нижнемеловых глин на поверхность надвинутых на них известняков титона [394]. Уверенности этой точке зрения придают результаты бурения двух скважин, которые в краевых частях массива Чатырдаг под породами верхней юры вскрыли отложения нижнего мела.

Тем не менее, многочисленные примеры согласного (нередко, без стратиграфического перерыва) залегания нижнемеловых отложений на верхнеюрских были описаны еще в фундаментальных трудах М.В. Муратова, Г.А. Лычагина [86, 95, 181 и др.], И.В. Архипова [9], В.Ф. Пчелинцева [268] и мн. других исследователей. Детальное изучение взаимоотношения верхнеюрских и нижнемеловых пород осложняется почти повсеместной закрытостью контактов

между ними. Однако есть пункты (некоторые их которых показаны на рисунке 2.3), где они обнажены, что позволяет уверенно определить характер контактов и приконтактных деформаций горных пород или установить взаимоотношение разновозрастных толщ путем экстраполяции наклонов слоистости.



Рисунок 2.3. Пункты изучения взаимоотношений нижнемеловых и верхнеюрских (титонских) отложений (*местоположение и описание – приведены в тексте*). Жирные контуры с бергштрихами и цифры в кружках – межгорные впадины (1 – Байдарская, 2 – Варнаутская) и предгорная депрессия (3 – Салгирская) Горного Крыма.

Так, стратиграфический (ингрессионный, налегание с угловым несогласием) характер взаимоотношения верхнеюрских и нижнемеловых образований однозначно устанавливается в юго-западной части Горного Крыма – в районе пгт Балаклава: а) непосредственно в стенках отработанных уступов Кадыковского и Псилерахского карьеров на западной окраине города (рисунок 2.3, пункт 1); б) по соотношению элементов залегания нижнемеловых отложений в глиняном карьере и верхнеюрских пород на смежных с ним участках – на восточной окраине (рисунок 2.3, пункт 2); в) по данным бурения и геолого-структурного картирования – на склонах возвышенностей, сложенных верхнеюрскими и налегающими на них нижнемеловыми образованиями, в пределах восточного борта Балаклавской бухты – возле пункта 2.

На верхних уступах восточных стенок Кадыковского и Псилерахского карьеров зафиксировано непосредственное налегание нижнемеловых терригенных тонкослоистых отложений на поверхность интенсивно передробленных мраморизованных верхнеюрских известняков. В Кадыковском карьере образования нижнего мела налегают на титонские известняки, заполняя блюдцеобразные понижения на эродированной поверхности известнякового массива. В одном из обнажений (рисунок 2.4, слева) зафиксировано интраклинальное замыкание синклинальной складки с элементами залегания пород от 5∠40° до

 $350 \angle 15^{\circ}$ (характеризующими резкое выполаживание слоев в направлении к оси складки) – в юго-восточном крыле, и $60 \angle 20^{\circ}$ – в северо-западном. Видимая мощность меловых отложений – до $10\div12$ м, протяженность обнаженной части зоны контакта – около 100 м. В основании разреза (непосредственно на передробленных верхнеюрских известняках J_3) залегают клинообразно выклинивающиеся в северо-западном направлении отложения обвальной фации, представленные несцементированными глыбами и обломками верхнеюрских известняков (обломки слабой и средней степени окатанности, неправильной формы, без каких-либо признаков перемещений по ним – dJ_3). О конседиментационном обвально-осадочном характере этой толщи свидетельствует «обтекание» выдержанными глинистыми прослоями обломков известняков. Завершает разрез слоистая пачка глин и мелкозернистых песчаников (мощность прослоев – до $5\div7$ см) с отдельными включениями обломков слабоокатанных известняков, которые также «обволакиваются» выдержанными песчано-глинистыми прослоями без какихлибо следов тектонической переработки (K_1). Аналогичная картина наблюдается и в северном борту Кадыковского карьера (рисунок 2.4, справа).



Рисунок 2.4. Налегание нижнемеловых терригенных образований (слоистая толща) на верхнеюрские мраморизованные известняки в восточном (слева) и северном (справа) бортах Кадыковского карьера (западный борт Балаклавской бухты). Фото Е.Я. Колесниковой (слева) и автора (справа).

В Псилерахском карьере, расположенном приблизительно в 2-х км к югу от Кадыковского, характер зоны контакта нижнемеловых образований и вехнеюрских известняков аналогичен вышеописанному, с той лишь разницей, что здесь песчано-глинистые отложения нижнего мела образуют однобортную (псевдомоноклинальную) структуру, поскольку противоположное ее крыло полностью размыто. Элементы залегания зоны контакта составляют 130÷140°∠30÷40°, постепенно выполаживаясь в юго-восточном направлении. Показательно изменение облика верхнеюрских известняков по мере погружения от зоны контакта:

непосредственно под нижнемеловыми отложениями они представлены дезинтегрированной (в виде валунов, обломков преимущественно серого цвета) толщей (по-видимому, древней зоной выветривания), которая постепенно переходит в зону массивных, интенсивно передробленных ожелезненных известняков, подстилаемых, в свою очередь, массивными розовато-серыми интенсивно трещиноватыми известняками. Как и на Кадыковском карьере, меловые отложения налегают на выступающие обломки юрских пород, «обволакивая» их, что свидетельствует о нормальном взаимоотношении нижнемеловой и верхнеюрской толщ.

Вышеизложенное позволяет полагать, что в пределах западного борта Балаклавской бухты налегание (co стратиграфическим имеет место нормальное несогласием) слабодислоцированных образований нижнемеловых на эродированную поверхность верхнеюрских интенсивно передробленных мраморизованных известняков. Предположение о том, что нижнемеловая толща могла представлять собой верхнюю часть аллохтонного комплекса, перемещенную вместе с верхнеюрскими массивами в послераннемеловое время, также несостоятельно. Оно полностью опровергается отсутствием в районе пгт Балаклава и его окрестностей нижнемеловых пород гипотетического автохтонного основания, залегающего под предполагаемым аллохтонным комплексом: ниже титонских известняков в этом районе с угловым несогласием залегает мощная толща конгломератов резким оксфорда. Ha невозможность значительного латерального перемещения юрско-меловых отложений как аллохтона указывает также ненарушенная слоистость И слабая елиного степень деформирования пород нижнего мела при отсутствии в них каких-либо структурных признаков (зон дробления, соответствующих складчатых форм или тектонических разрывов), неизбежных при крупномасштабных перемещениях горного массива.

В пределах восточного борта Балаклавской бухты непосредственных контактов верхнеюрских и нижнемеловых комплексов не зафиксировано. Тем не менее, есть все основания полагать, что их взаимоотношение здесь носит такой же характер, как и в районе вышеописанных карьеров, т.е. имеет место налегание нижнемеловых пород на верхнеюрские. Так, на восточной окраине Балаклавы (рисунок 2.3, пункт 2) карьером разрабатываются нижнемеловые глины, площадь распространения которых с юга ограничена возвышенностями, сложенными верхнеюрскими образованиями — оксфордскими и титон-берриасовыми конгломератами и известняками, имеющими северное падение. Вершинная часть эрозионнотектонической (поскольку, местами склоны возвышенностей экранируются кровлей отдельных слоев пород) поверхности юрского комплекса гипсометрически залегает выше меловых глин, как и в пределах большинства депрессий Горного Крыма. Но, согласно элементам залегания нижнемеловых глин (падение в северных румбах под углами ≈ 20÷25°), последние обрамляют прилегающие возвышенности, налегая на их склоны. Экстраполяция напластования

нижнемеловых пород из карьера в район верхних отметок юрского комплекса – к вершинам возвышенностей, максимальная крутизна склонов которых составляет менее 15°, показывает, что образования нижнего мела залегают стратиграфически выше поверхности пород верхней юры. Подтверждением этого является тот факт, что на склонах седловины, разделяющей возвышенности восточного борта Балаклавской бухты, бурением вскрыта толща нижнемеловых глин, налегающая с угловым и стратиграфическим несогласием на деформированные верхнеюрские отложения разного возраста (оксфорд и титон-нижний берриас) и состава (конгломераты и известняки). Это также не позволяет трактовать структурную позицию этих комплексов как взаимоотношение аллохтона и автохтонного основания.

Необходимо добавить, что в описываемом районе (на южных обрывах восточного борта Балаклавской бухты) нами установлены структуры взбросо-надвигового типа [39, 342], описание которых приведено ниже. Они локализованы исключительно в пределах развития верхнеюрских комплексов (внутриформационные) и не могут каким-либо образом изменить представления о нормальном стратиграфическом взаимоотношении верхнеюрских и нижнемеловых образований в окрестностях Балаклавы.

Соотношение нижнемеловых и верхнеюрских отложений, аналогичное описанному в Балаклавской долине, изучено О.Б. Гинтовым и в восточной части Горного Крыма – в районе г. Белогорск. Здесь расположен один из самых северных на Крымском полуострове выходов пород верхней юры среди поля развития нижнемеловых отложений баррема и апта (известняки титона слагают г. Халыч-Бурук высотой 397 м). Простая экстраполяция зеркала складчатости нижнемеловых пород из точек их наблюдений к вершине г. Халыч-Бурук показывает, что они залегают стратиграфически выше поверхности верхней юры, образуя антиклинальную складку [98, 342].

В центральном районе Горного Крыма соотношение отложений верхнеюрского и нижнемелового комплексов изучено в районе Красных пещер и в карьере у пос. Мраморное на северном склоне нижнего плато Чатырдаг, соответственно, в восточном и южном бортах Салгирской депрессии (пункты 6 и 7 на рисунке 2.3) [98, 342].

В районе Красных пещер (пункт 6 на рисунке 2.3) верхнеюрские известняки Долгоруковской Яйлы возвышаются над альбскими глинами, выполняющими Салгирскую депрессию, почти на 500 м. Контакт этих пород повсеместно перекрыт четвертичным коллювием, представленным довольно крупными глыбами известняка. В.В. Попадюк и С.Е. Смирнов, изучая северный и восточный борта долины р.р. Салгир и Ангара на предмет соотношения верхнеюрских и нижнемеловых отложений, пришли к выводу, что «верхнеюрская толща залегает непосредственно на альбских глинах, т.е. надвинута на последние» [241, стр. 47]. Изучение верхнеюрских известняков в обрывах Долгоруковской Яйлы к юго-западу от Красных пещер показало, что здесь отсутствуют деформационные структуры, которые свидетельствовали бы о надвигании пород верхней юры в сторону отложений нижнего мела. Немногочисленные зеркала скольжения отражают сбросовые (на юго-запад) либо правосдвиговые перемещения. Поэтому представляется более вероятным, что нижнемеловые глины долины рек Салгир и Ангара все же выполняют сбросовую депрессию.

Особый случай представляет собой кинематическая характеристика верхнеюрского массива Чатырдаг и соотношение его северного борта с нижнемеловыми отложениями Салгирской депрессии. Подробное тектонофизическое изучение деформаций пород титона в карьере «Мраморный» (пункт 7 на рисунке 2.3) было выполнено Л.С. Борисенко, О.Б. Гинтовым и др. [98, 356]. Из замеренных ими 233 векторов лишь 6 являются взбросовыми и 12 – сбросовыми, при этом прекрасно виден повсеместный сдвиговый тип деформаций в пределах северной части массива Чатырдаг. Таким образом, поля напряжений, установленные по данным тектонофизических методов, отражают исключительно сдвиговые деформационные режимы. Обращая внимание на относительно неустойчивое положение реконструированных осей главных напряжений $\sigma_l u \sigma_3$, О.Б. Гинтов предлагает интерпретировать это либо как частое или последовательное перемещение горизонтальных осей при стабильном положении участка исследований, либо наоборот - как вращение массива Чатырдаг при более или менее постоянном направлении действия осей сжатия и растяжения [98]. Учитывая дискордантное положение массива Чатырдаг и слагающих его верхнеюрских комплексов по отношению к другим участкам развития пород верхней юры, автор счел более вероятным второе предположение, которое находит свое объяснение в механизме формирования структуры западной части Горного Крыма [95]. При повороте массива Чатырдаг против часовой стрелки (вследствие левосдвиговой активизации Салгиро-Октябрьского разлома) породы, имеющие различные реологические характеристики (более пластичные отложения нижнего мела и таврической серии верхнего триаса-нижней юры и гипсометрически лежащие выше менее пластичные известняки верхней юры), вели себя по-разному, перемещаясь в определенной мере дифференцированно. Поэтому фиксируемое по результатам бурения подминание заполняющих сбросовые нижнемеловых осадков, долины, краевыми частями поворачивающихся «жестких» верхнеюрских блоков, вполне объяснимо: это преимущественно сдвиговые деформации при незначительной взбросовой или надвиговой составляющей, которая проявилась во фронтальной части перемещаемого массива [98, 133, 356].

Тектонические контакты отложений верхнеюрского и нижнемелового комплексов установлены в процессе непосредственного изучения и структурно-кинематической идентификации структур, формирующих борта межгорных впадин Горного Крыма (рисунок

2.3, пункты 3-5). Они представлены многометровыми зеркалами скольжения сбросового типа, подробные характеристики которых приведены в подразделе 2.3.

Таким образом, результаты геолого-съемочных работ, геолого-структурных и тектонофизических исследований показывают, что весомые доказательства *повсеместного* аллохтонного налегания верхнеюрских толщ на породы нижнего мела или признаки крупномасштабных процессов надвигания первых на вторые отсутствуют. Это обстоятельство позволяет отказаться от представлений о том, что межгорные впадины и предгорные депрессии Горного Крыма являются тектоническими или эрозионно-тектоническими «окнами», образовавшимися вследствие тектонического или гравитационного надвигания верхнеюрских комплексов на нижнемеловые [77]. Нормальный характер их взаимоотношения (налегание со стратиграфическим несогласием) весьма наглядно проиллюстрирован И.В. Архиповым [86, стр.169] на примере района р. Сухой и с. Черноречье к юго-востоку от г.Севастополя.

Вторым камнем преткновения на пути признания предлагаемых покровно-надвиговых моделей строения Крымского региона является соотношение толщи верхнеюрских карбонатных пород и более древних отложений. Повсеместно аллохтонный характер первого из этих комплексов никоим образом не согласуется с общеизвестными фактами. Так, в Солнечной Долине (урочище Копсель в восточной части Горного Крыма) Е.А. Успенской описаны сплошные разрезы от келловея до титона. Более того, глинистый флиш в этом же районе согласно перекрывается кимеридж-титонскими известняками и конгломератами, слагающими г. Манджил-Кая и м. Меганом. Стратиграфические контакты между верхнеюрскими толщами и подстилающими флишевыми и флишеподобными отложениями триаса-средней юры были изучены Л.С. Борисенко В.Н. Рыбаковым. Также установлены многочисленные фациальные переходы между известняками, конгломератами и верхнеюрскими флишем в разных местах Горного Крыма – на мысе Айя, в районе Ай-Петри, в урочище Панагия и др. Как правило, фациальные переходы к флишу имеют и рифовые постройки в пределах Солнечной Долины и в районе Судака (гора Сокол и т.п.) [25, 27, 86 и мн. др.].

Проиллюстрировать вышесказанное можно на нескольких объектах (положение которых показано на рисунке 1.4), представляющих несомненный интерес для решения данной проблемы: участок на южном склоне г. Кыргуч (к северу от с. Приветное), овраг Топшан-Гя и ущелье Хапхал в верховьях р. Улу-Узень (район водопада Джур-Джур у с. Генеральское). Некоторые из них в свое время являлись предметом жаркой дискуссии между сторонниками покровно-надвигового строения Крыма и их оппонентами [133].

Классическим примером нетектонического (стратиграфического) взаимоотношения отложений верхней юры и таврической серии является южный склон г. Кыргуч, где этот контакт непосредственно наблюдается на протяжении более 500 м, а его видимая протяженность составляет не менее 2 км. В представлении сторонников покровно-надвигового строения Горного Крыма, верхнеюрские конгломераты в районе контакта являются олистолитом размерами 400х700 м, сползшим в юго-восточном направлении с налеганием на породы таврической серии [133]. Однако прямые визуальные наблюдения показывают, что контакт, бесспорно, нормальный стратиграфический с некоторым азимутальным несогласием, с наличием базального горизонта отложений оксфорда и отсутствием каких-либо следов тектонических срывов или гравитационного сползания (рисунок 2.5).



Рисунок 2.5. Контакт конгломератов оксфорда ($J_3 ox$) с флишевыми отложениями таврической серии (T_3 - J_1) на южном склоне г. Кыргуч: слева – фрагмент склона, справа – непосредственно зона контакта. *На снимке – Л.С. Борисенко, впервые обнаруживший и описавший данное обнажение (фото – автора)*.

Материалы тектонофизических исследований по этому объекту, проанализированные в работах [98, 133, 342, 357], также доказывают, что признаки надвигания отложений верхней юры на таврический флиш или сползания олистолита верхнеюрских пород отсутствуют. Данный объект интересен и тем, что тектонофизические исследования здесь играют вспомогательную роль, подтверждая результаты прямых визуальных наблюдений о том, что на данном участке «... признаков надвигания верхнеюрских толщ в северном направлении и сползания олистолита в юго-восточном направлении для участка «Приветное» практически не установлено» [98, стр.455].

Урочище Топшан-Гя находится на юго-восточном склоне г. Южная Демерджи. Вниз от верховьев оврага на отрезке протяженностью более 1300 м фрагментарно обнажены конгломераты оксфорда-кимериджа (топшанская свита). Ниже, непосредственно в тальвеге, начинаются выходы пород таврической серии, контактирующих с верхнеюрскими конгломератами (рисунок 2.6 *a*). Изучение взаимоотношения этих комплексов показывает, что контакт между ними нетектонический [98, 342], о чем свидетельствуют: 1) отсутствие

непосредственно на контакте деформационных структур (зеркал скольжения, глинки трения, структур вращения и др.), которые бы указывали на перемещение толщи конгломератов по поверхности таврического флиша; 2) при наличии в толще топшанских конгломератов достаточно густой системы трещин (преимущественно крутопадающих) в ней не обнаружены зеркала скольжения; 3) отмечается постепенное укрупнение галечного материала в породах топшанской свиты вниз по разрезу, причем величина глыб у самого контакта указывает в отдельных местах на его свальный тип. В свете вышесказанного можно полагать, что характер контакта верхнеюрских конгломератов и таврической серии, наблюдаемый в урочище Топшан-Гя, хоть и выражен не столь отчетливо, однако аналогичен ситуации на южных склонах г. Кыргуч.



Рисунок 2.6. Контакты пород верхней юры с подстилающими образованиями: a – в урочище Топшан-Гя; δ – в ущелье Хапхал у водопада Джур-Джур (*на фото* – *О.Б. Гинтов*); e – меридиональный правый сдвиг в районе водопада Джур-Джур, стрелка – направление перемещения видимого крыла разрыва (*левое фото* – *Е.Я. Колесниковой, остальные* – *автора*).

В верховьях р. Улу-Узень непосредственно у водопада Джур-Джур обнажается контакт верхнеюрских конгломератов с подстилающими их терригенными флишеподобными образованиями средней юры. Элементы залегания контакта $(315 \angle 50^\circ)$ определяются однозначно, поскольку более прочные конгломераты выступают в виде своеобразного «козырька» над менее крепкими, более подверженными процессам выветривания среднеюрскими отложениями (рисунок 2.6 δ). Ориентировка напластования конгломератов соответствует параметрам контакта. При этом в основании толщи фиксируется базальный горизонт, представленный крупно-грубообломочным материалом, уплощенные глыбы, валуны и гальки которого также ориентированы параллельно плоскости контакта. Аналогичную

ориентировку имеют и плоские гальки в составе среднеюрских отложений. Непосредственно в зоне контакта зеркала скольжения не установлены, однако малочисленные следы смещений, зафиксированные в верхнеюрских конгломератах в непосредственной близости от описываемого обнажения, не дают оснований предполагать надвигание верхнеюрских образований на среднеюрские. Из 6-ти зеркал два представлено сдвигами (пример – на рисунке 2.6 *в*), в остальных к сдвигу добавляется незначительная сбросовая либо взбросовая составляющие. При этом разрывы имеют субмеридиональные и диагональные ориентировки. На контакте и в приконтактной зоне отсутствуют какие-либо признаки деформационных структур, указывающих на перемещение толщи конгломератов по поверхности среднеюрских образований.

Таким образом, имеющиеся данные о наличии нормальных (нетектонических) взаимоотношений верхнеюрских пород с более молодыми и более древними отложениями не подтверждают представления о верхнеюрском аллохтоне, как о повсеместном закономерном явлении, ставя под сомнение основные положения покровно-надвиговой концепции строения Горнокрымского сооружения. Некоторые из описанных в литературе надвигов не получили подтверждения в результате проведенных тектонофизических и геолого-структурных исследований или оказались тектоническими разрывами иных структурно-кинематических типов [40-42, 56, 57, 221, 342, 357 и др.]. При этом не исключается, что на отдельных участках верхнеюрские (как и любые другие) образования надвинуты на более молодые или более древние породы, поскольку надвиговые и взбросовые перемещения всегда сопровождают формирование горных систем, занимая в Горном Крыму вполне определенную структурную нишу.

С другой стороны, некоторые положения разломно-блоковой концепции строения Крымского региона [86, 181, 197, 347 и др.], длительное время служившей основой для прогностических моделей, в известной степени утратили свою актуальность и требуют переосмысления некоторых позиций, составляющих их основу.

Резюмируя вышеизложенное, приходится признать, что в настоящее время проблема роли и места тектонических нарушений различных структурно-кинематических типов при создании тектонических и геодинамических моделей еще далека от своего разрешения. Это обстоятельство предопределяет актуальность проведения комплексных исследований условий возникновения и видов разрывных деформаций земной коры в пределах Крымского региона. Особое место в этом комплексе занимает тектонофизическое изучение зеркал скольжения, образующихся на стенках разрывов в результате перемещений вдоль них горных массивов, поскольку зеркала скольжения являются прямым признаком, позволяющим уверенно определять направления этих перемещений.

2.2. Общие особенности альпийского разрывообразования в регионе

Особенности новейшего тектонического разрывообразования Горного Крыма наглядно отражаются в количественных соотношениях зафиксированных разрывов разных типов (рисунки 2.7 *a*, 2.8 *a*) и в обобщенных стереографических моделях структурно-кинематических парагенезисов тектонических разрывов и смещений (*СКП*).



Рисунок 2.7. Примеры соотношения (по основным пунктам набл., в %) тектонических разрывов различных структурно-кинематических типов (a) и количества зеркал скольжения в составе парагенезисов, сформированных в условиях разных деформационных режимов (δ) [38]. По оси абсцисс – названия пунктов тектонофизических наблюдений.

Эти соотношения и модели базируются на результатах исследования зеркал скольжения и подтверждаются данными метода структурных парагенезисов. В настоящем разделе особенности новейшего тектонического разрывообразования рассматриваются именно в такой последовательности, поскольку в основу первого из них заложены прямые признаки перемещений горных массивов вдоль разрывов, в то время как выделение структурных парагенезисов тектонических трещин без следов перемещений, ввиду многообразия их проявлений в каждом пункте наблюдений, является трудноразрешимой задачей. Однако, как будет показано ниже, и эта задача имеет вполне корректные решения (при наличии репрезентативного материала) на основе закономерностей разрывообразования, установленных по результатам анализа статистически представительных данных по зеркалам скольжения.

Из диаграммы (рисунок 2.7 *a*) видно, что в большинстве пунктов наблюдений доминируют сдвиги (с наклоном борозд $\leq 15^{\circ}$ при углах падения плоскостей зеркал $\geq 45^{\circ}$) и разрывы с наиболее значимой сдвиговой составляющей – сбросо- и взбросо-сдвиги (с отклонением борозд скольжения от горизонтального положения в интервале $15 \div 45^{\circ}$). В 66% пунктов наблюдений они составляют более половины всех зеркал скольжения, а в некоторых случаях – и значительно больше.

Подобным распределением характеризуется и весь регион в целом (рисунок 2.8 а): максимальное (59% от общего количества) распространение имеют сдвиги, сбросо- и взбрососдвиги. Количество сбросовых подвижек (сбросов и сдвиго-сбросов с наклоном борозд скольжения более 75° и 45÷75°, соответственно) в среднем составляет около 24%. Следует отметить, что сбросовые структуры могут иметь более широкое развитие, чем это показано на приведенных диаграммах, поскольку значительная часть сложенных известняками обрывов Главной гряды Крымских гор, вероятно, является сбросами, следы перемещений вдоль которых уничтожены процессами физико-химического выветривания. Кроме того, развитию сбросов способствовали отрывы блоков в обстановках растяжения, вследствие чего формирование зеркал могло не происходить [98]. Доля взбросов, сдвиго-взбросов и надвигов не превышает 17% (рисунок 2.8 а). При этом смещения надвигового (поддвигового) типа – с углами падения плоскости сместителя менее 45° – проявлены весьма слабо (около 4%) за исключением отдельных пунктов, например, пункт «Balakl 1», который представлен Балаклавским внутриформационным взбросо-надвигом [38, 42]. Близкие соотношения количества тектонических разрывов разных структурно-кинематических типов отмечаются и в работах А.В. Муровской [201 и др.], что свидетельствует о репрезентативности выборки данных и объективности проведенных исследований.

Более явственно доминирующая роль процессов сдвигообразования проявляется при анализе количественного соотношения зеркал скольжения, вошедших в состав структурно-

кинематических парагенезисов (*СКП*), сформированных в условиях разных деформационных режимов (рисунки 2.7 δ , 2.8 δ). При этом в большинстве пунктов наблюдений распределение приобретает более контрастный (по сравнению с рисунком 2.7 a) характер за счет включения в состав сдвиговых парагенезисов отдельных сбросо- и взбросо-сдвигов, удовлетворяющих условиям этих режимов. В целом по Горному Крыму получены следующие соотношения: в состав *СКП*, обусловленных сдвиговыми деформационными режимами, входит более 50% зеркал скольжения, а с учетом парагенезисов, сформированных в условиях сбросо- и взбросо- сдвиговых режимов – 61%. Парагенезисы сбросового типа объединяют 16% структур, взбросового типа – 11%, взбросо-сбросового – 4%. Зеркала скольжения, сгруппированные в парагенезисы одноосного растяжения и сжатия, составляют, соответственно, 5 и 3% (рисунок 2.8 δ).



Рисунок 2.8. Сводные (по всем пунктам наблюдений) сравнительные диаграммы распространения тектонических разрывов различных структурно-кинематических типов (a) и количества зеркал скольжения в составе *СКП*, сформированных в условиях разных деформационных режимов (δ) [38].

Общее представление о кинематических условиях тектонического разрывообразования в пределах региона дает распределение ориентировок разрывов, проекций векторов смещений и положений осей напряжений σ_1 и σ_3 (для всех зеркал скольжения во всех пунктах наблюдений). Последовательно анализируя приведенные стереограммы (рисунок 2.9 *а-г*), можно констатировать:

1. Большая часть тектонических смещений в пределах Горного Крыма происходила по субвертикальным разрывам, о чем свидетельствуют концентрации их полюсов вдоль внешнего контура стереограммы (рисунок 2.9 *a*). Эта особенность альпийской, в том числе, новейшей разрывной тектоники Крымского региона, неоднократно отмечаемая в литературе [38, 98, 132, 214, 221 и др.], позволяет утверждать, что структурообразующие поля тектонических
напряжений характеризуются, преимущественно, субгоризонтальным положением плоскости σ_{l} - σ_{3} . В таких обстановках формируются (активизируются), главным образом, сдвиги и разрывы с наиболее значимой сдвиговой составляющей (сбросо- и взбросо-сдвиги).



Рисунок 2.9. Сводные стереограммы полюсов разрывов (*a*), ориентировок векторов смещений (δ) и «квазиглавных» осей напряжений σ_1 (*b*) и σ_3 (*г*) [38]. Количество зеркал скольжения – 2374, изолинии – через 0,5%. Цифры – номера максимумов (пояснения – в тексте); пунктир – дуга, аппроксимирующая общий наклон системы тектонических разрывов. Примечание: все стереографические построения в главе 2 выполнены в проекции на верхнюю полусферу.

2. Основная роль принадлежит взаимно-перпендикулярным тектоническим разрывам (*L*-сколам) диагональных направлений: северо-восточного $(35 \div 40^{\circ})$ и северо-западного $(305 \div 310^{\circ})$, которым соответствуют максимумы полюсов разрывов 1 и 2 (на рисунке 2.9 *a*) и максимумы проекций векторов смещений 1 и 2 (на рисунке 2.9 *b*). Структурам субширотной ориентировки отвечает менее контрастно выраженный максимум плотности полюсов – 3 (рисунок 2.9 *a*). Вытянутые вдоль внешнего контура стереограммы аномалии в окрестностях указанных максимумов отражают наличие активизированных *R*-сколов в системах соответствующих *СКП* или же являются выражением элементов, сформированных в иных кинематических условиях, о чем будет сказано ниже.

3. Некоторая асимметричность вытянутых аномалий полюсов разрывов, выражающаяся в слабом наклоне всей системы на северо-запад (рисунок 2.9 *a*), согласуется с общим наклоном Крымского горного сооружения в этом же направлении. Вероятно, это обстоятельство можно объяснить возникновением (активизацией) значительной части вертикальных тектонических трещин в период, соответствующий началу последнего этапа горообразования (поздний миоцен), когда залегание пород еще было близким к горизонтальному. Многие зеркала скольжения имеют весьма свежий облик и четко выраженные «порожки» отрыва (рисунок 2.10), что позволяет уверенно отнести их возникновение (активизацию) к альпийскому, а некоторые – и к новейшему (позднемиоценовому–плиоценовому) времени.

4. Особенности распределения проекций векторов подвижек (рисунок 2.9 б) вполне согласуются с вышесказанным и отражают преобладание, главным образом, сдвиговых перемещений по поверхностям диагональных разрывов: максимум 1 (220∠3°) соответствует сдвигам северо-восточного простирания, максимум 2 (128∠0°) – северо-западного. Максимум 3 (180∠0°) характеризует движение блоков вдоль субмеридионально ориентированных структур. В пределах центрального поля стереограммы сосредоточены проекции векторов относительно крутопадающих сбросовых и взбросовых разрывов.

5. Ориентировки максимальных сжимающих (минимальных растягивающих) и максимальных растягивающих (минимальных сжимающих) осей напряжений (соответственно, σ_l и σ_3) характеризуют обстановки субмеридионального сжатия (рисунок 2.9 \boldsymbol{e} , максимум $3 = 65 \angle 0^{\circ}$, 90°) $1 = 173 \angle 12^{\circ};$ рисунок 2.9 г. максимум протягивающийся ДО И субмеридионального растяжения или субширотного сжатия (максимум $1 = 354 \angle 3^{\circ}$ на рисунке 2.9 г и максимум $2 = 83 \angle 6^{\circ}$ на рисунке 2.9 в). При этом характер аномалии σ_1 , вмещающей максимум 1 (ее вытянутость к востоку вдоль линии, характеризующей общий наклон Крымского горного сооружения, рисунок 2.9 в), позволяет обосновать влияние обстановок юговосточного-северо-западного сжатия на деформационные процессы и соотнести время формирования значительной части зеркал скольжения с началом последнего этапа горообразования. В то же время, «рассредоточенный» максимум $2 = 140 \angle 3^\circ$ осей σ_3 на рисунке 2.9 г свидетельствует и о наличии инверсионных (по отношению к предыдущим) обстановок юго-восточного-северо-западного растяжения.

6. Перечисленные парные максимумы σ_1 и σ_3 характеризуют одну из важнейших особенностей первичного поля тектонических напряжений – взаимную переориентировку осей главных напряжений, которая может происходить как за сравнительно короткое время, так и в течение длительных периодов. Причины инверсии деформационных процессов в регионе, когда оси σ_1 и σ_3 меняются местами, освещены в литературе [1, 45, 50, 51, 97, 98, 214].

Долговременные вариации первичного поля напряжений отражают цикличные изменения геодинамических обстановок (см. ниже – подраздел 5.4) и инверсии режимов «продольного сжатия-растяжения» в регионе [45]. Очевидно, имели место и относительно короткопериодные инверсионные процессы, предопределявшие цикличность более высоких порядков, нашедшую отражение в кратковременных стратиграфических (внутриформационных) перерывах осадконакопления. Современные инверсии кинематических обстановок подтверждаются решениями механизмов очагов землетрясений Крымско-Черноморского региона, полученными Б.Г. и А.А. Пустовитенко [228, 247-251, 253-256, 264, 267]. Они устанавливаются по наличию землетрясений, локализованных в пределах одной и той же сейсмогенной зоны, но возникших в противоположных кинематических условиях (см. гл. 4).



Рисунок 2.10. Левосдвиговые зеркала скольжения северо-восточной ориентировки в зоне динамического влияния Южнобережного разлома (восточный фланг, пункт наблюдений Ordg_6 на рисунке 1.4), образовавшиеся в обстановке меридионального сжатия. Красные стрелки – направление перемещения видимого крыла разрыва.

7. Контрастный максимум σ_1 в центре стереограммы (максимум 3), указывающий на вертикальное положение оси сжатия (рисунок 2.9 *в*), отражает широкое распространение сбросовых подвижек различных направлений и разного генезиса – тектонических, гравигеннотектонических и, отчасти, гравигенных [38]. Многообразие зафиксированных структурно-кинематических типов тектонических разрывов и существенные различия в направлениях перемещений горных массивов вдоль них (а следовательно – и в ориентировках главных осей структурообразующих полей напряжений) отражают наличие широкого спектра деформационных режимов и кинематических условий альпийского разрывообразования. В то же время, контрастные максимумы полюсов разрывов и проекций векторов смещений (рисунок 2.9 a, δ) показывают, что существуют определенные закономерности их проявления, которые могут быть обобщены в виде стереографических моделей путем осреднения значений параметров однотипных *СКП*, выделенных в разных пунктах тектонофизических наблюдений. Фактологическая наполняемость этих моделей в силу объективных причин различна и в значительной мере отражает роль тех или иных деформационных режимов в процессе тектонического разрывообразования (таблица 2.1).

Таблица 2.1. Данные, использованные при построении моделей деформационных режимов тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма

Характе- ристики	Тип деформационного режима						
данных	сдвиговый	взбросо-	сбросо-	сбросовый	взбросо-	взбросо-	Всего
		сдвиговый	сдвиговый		вый	сбросовый	
Птн	56	22	12	34	22	9	155
Pg	136	24	14	68	46	16	304
Zerk	1276	213	67	409	280	102	2347

Примечания к таблице 2.1: Птн – количество пунктов тектонофизических наблюдений, в которых установлено проявление и идентифицированы структурно-кинематические парагенезисы деформационных режимов данного типа; Pg – количество структурно-кинематических парагенезисов, сформированных в условиях деформационных режимов данного типа; Zerk – общее количество зеркал скольжения в составе структурно-кинематических парагенезисов, сформированых в условиях деформационных режимов данного типа; Zerk – общее количество зеркал скольжения в составе структурно-кинематических парагенезисов, сформированных в условиях деформационных режимов данного типа.

В таблице 2.1 не учтены зеркала скольжения и парагенезисы, отнесенные к категории слабопроявленных режимов: октаэдрического, одноосного сжатия и одноосного растяжения, ввиду их относительной малочисленности.

2.3. Деформационные режимы и их стереографические модели

Сдвиговые деформационные режимы ($\gamma^1 \leq 30^\circ$, $\gamma^2 \geq 45^\circ$, $\gamma^3 \leq 30^\circ$; примеры *СКП* – на рисунке 2.11), как отмечалось выше, играли доминирующую роль в процессах альпийского и новейшего тектонического разрывообразования в Горном Крыму. Об этом же свидетельствуют

и результаты тектонофизического изучения трещинных структур с применением метода структурных парагенезисов [98, 214, 356, 357 и др.]. Приведенные примеры отражают широкий спектр обстановок формирования сдвиговых систем: субмеридионального сжатия (рисунок 2.11 *a*), субмеридионального растяжения–субширотного сжатия (рисунок 2.11 *b*) и обоих диагональных направлений сжатия–растяжения (рисунок 2.11 *b*, *c*).



Рисунок 2.11. Примеры *СКП* тектонических разрывов и смещений, сформированных в условиях *сдвиговых* деформационных режимов в обстановках субмеридионального сжатия (*a*), субмеридионального растяжения—субширотного сжатия (*б*), юго-восточного сжатия—северо-восточного растяжения (*в*), юго-западного сжатия—северо-западного растяжения (*в*) [38]. Условные обозначения см. на рисунке 1.2.

Особенности распределения значений параметров зеркал скольжения в составе *СКП*, сформированных в условиях сдвиговых деформационных режимов, показаны на рисунке 2.12. Все они (ориентировки полюсов разрывов, векторов смещений, осей σ_1 и σ_3) образуют довольно контрастные максимумы, закономерно ориентированные по отношению к сторонам света.

Из приведенных стереограмм видно, что наибольшее распространение в регионе имеют сдвиги диагональных (северо-восточной и северо-западной) ориентировок, которым соответствуют максимумы 1 ($130 \ge 21^\circ$ и $218 \ge 3^\circ$) и 2 ($37 \ge 4^\circ$ и $306 \ge 0^\circ$) полюсов разрывов и проекций векторов смещений (рисунок 2.12 *a*, *б*). Их возникновение обусловлено ортогонально ориентированными системами напряжений, характеризуемыми субмеридиональным или

субширотным направлением осей сжатия и растяжения: максимумы 1 ($\sigma_I = 173 \angle 9^\circ$ и $\sigma_3 = 354 \angle 1^\circ$) и 2 ($\sigma_I = 83 \angle 5^\circ$ и $\sigma_3 = 84 \angle 3^\circ$) на рисунке 2.12 *в*, *г*. Образование разрыва или смещение иногда происходит только по одному из возможных диагональных направлений, что обусловлено анизотропными свойствами геологической среды и избирательностью разрывообразования в направлении, более предпочтительном для развития деформаций. Однако нередки случаи активизации разрывов обоих диагональных направлений (рисунок 1.2 *a*). Диагональные системы сдвиговых разрывов (смещений) во многих пунктах наблюдений являются доминирующими и относительно легко идентифицируются.



Рисунок 2.12. Сводные стереограммы полюсов разрывов (*a*), проекций векторов смещений (δ), осей главных напряжений σ_1 (*в*) и σ_3 (*г*) для зеркал скольжения *СКП*, сформированных в условиях *сдвиговых* деформационных режимов [38].

Важной особенностью сдвиговых парагенезисов является примерно одинаковая интенсивность максимумов 1 и 2 в распределении осей σ_1 и σ_3 , которая отражает проявление в регионе двух почти равнозначных инверсионных кинематических обстановок: субмеридионального и субширотного сжатия (рисунок 2.12 *в*, *г*). Хотя при этом первая из этих обстановок все же несколько превалирует над второй.

Максимумы на стереограммах, обозначенные индексом «а», обусловлены наличием разрывов и смещений, формирование которых возможно по типу *R*-сколов. Так, максимум проекций векторов смещений 1a (рисунок 2.12 δ) характеризует присутствие наряду с *L*-сколами (максимум 1) значительного количества левосдвиговых *R*-сколов северо-восточного простирания, сформированных в обстановках субмеридионального сжатия. Максимумы осей напряжений 1a (рисунок 2.12 ϵ) и 2a (рисунок 2.12 ϵ) можно полагать обусловленными вышеупомянутыми методическими ограничениями [101, 230, 288], поскольку положение «квазиглавных» осей рассчитывалось для всех разрывов, как для *L*-сколов. В то же время существенная роль *R*-сколов в разрывообразовании подтверждается несколько «размытыми» аномалиями полюсов разрывов (рисунок 2.12 ϵ) и проекций векторов смещений (рисунок 2.12 δ). Таким образом, максимумы с индексом «а» на рисунке 2.12 ϵ , ϵ вполне уверенно можно соотнести с основными одноименными максимумами.

Вторая по значимости система сдвиговых нарушений (смещений) имеет субмеридиональную или субширотную ориентировку. Это отражают максимумы 3 (92∠7° и 182∠1°) и 4 (355∠9° и 95∠1°) на стереограммах полюсов разрывов и проекций векторов (рисунок 2.12 а, б). Положение этих разрывов совпадает с направлениями осей сжатиярастяжения полей напряжений первой (диагональной) системы. Структурно-кинематические парагенезисы ортогональных сдвиговых разрывов (смещений) также относительно легко идентифицируются, зачастую не уступая в количественном отношении диагональным. Следует отметить, что и эти системы также характеризуются взаимной переориентировкой осей σ_1 и σ_3 , отражающей инверсию кинематических обстановок в регионе.

Закономерные ориентировки и выраженные максимумы значений параметров сдвиговых *СКП* позволили обосновать четыре основных вида проявлений сдвигового деформационного режима: два – ортогонального (субмеридионального и субширотного) и два – диагонального (юго-восточного и юго-западного) сжатия (рисунок 2.13). Стереографические модели этих режимов отражают основные особенности разрывной тектоники в пределах Горного Крыма, поскольку данные режимы являлись доминирующими, а сдвиговые перемещения в количественном отношении преобладают на изучаемой территории [38, 58, 98, 102, 201, 214 и др.]. Как отмечалось выше, сдвиговые зеркала скольжения распространены повсеместно на территории Горного Крыма, многие из них имеют весьма свежий облик и четко выраженные «порожки» отрыва (рисунок 2.10), что позволяет уверенно отнести их возникновение (активизацию) к альпийскому, а зачастую – и к новейшему (позднемиоцен-плиоценовому) времени.

79



Рисунок 2.13. Стереографические модели сдвиговых деформационных режимов, обусловивших процессы новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного субмеридионального сжатия-субширотного Крыма [38]: *a* – растяжения; б субмеридионального растяжения-субширотного сжатия; в – юго-восточного сжатия-северовосточного растяжения; г – юго-западного сжатия-юго-восточного растяжения: 1-2 – проекции плоскостей (1) и главных осей (2) нормальных напряжений $(a - \sigma_1, b - \sigma_3, c - \sigma_2)$; 3 – векторы смещений; 4 – секторы наиболее вероятного разрывообразования; 5 – некоторые соответствующие им максимумы в изолиниях плотностей полюсов разрывов (остальные пояснения – в тексте).

Взбросо-сдвиговые деформационные режимы ($\gamma^1 \leq 30^\circ$, $\gamma^2 > 30^\circ$, $\gamma^3 > 30^\circ$; примеры *СКП* – на рисунке 2.14 *а-г*) проявлены в регионе значительно слабее, чем сдвиговые (рисунки 2.7, 2.8). Более того, сумма зеркал скольжения в составе взбросо-сдвиговых *СКП* значительно уступает общему количеству подвижек данного структурно-кинематического типа, поскольку некоторые взбросо-сдвиги были идентифицированы как элементы сдвиговых парагенезисов и включены в состав последних (это же относится и к разрывам сбросо-сдвигового типа).

При построении моделей взбросо-сдвиговых режимов определяющим фактором являлось распределение осей σ_1 , отражающее разнообразные условия регионального сжатия. Несмотря на некоторую «размытость» аномалий σ_3 , взаимноперпендикулярные пары осей максимального и минимального сжатия (максимумы под одинаковыми номерами на рисунке 2.15 *а*, *б*) определяются вполне уверенно, что подтверждают и примеры *СКП* этого типа. Отметим, что если при рассмотрении сдвиговых *СКП* и моделей режимов, характеризуемых субширотной ориентировкой оси σ_1 , предполагалась возможность обстановок как субмеридионального растяжения, так и субширотного сжатия, то в моделях взбросо-сдвиговых режимов такое положение оси σ_1 (рисунки 2.15 *в*, 2.16 *в*, *г*) характеризует условия только субширотного сжатия в регионе.

Приведенные данные, интегрированные в стереографические модели взбросо-сдвиговых режимов (рисунок 2.16 *а-г*), отражают обстановки субмеридионального, северо-северо-западного (близкого к меридиональному) и субширотного сжатия в регионе [38]. При этом

80

преобладающими структурами являются разрывы северо-восточного простирания (правые взбросо-сдвиги), сформированные в условиях субмеридионального сжатия или транспрессии.



Рисунок 2.14. Примеры *СКП* тектонических разрывов и смещений, сформированных в условиях взбросо-сдвиговых (*a-г*) и сбросо-сдвиговых (*d*, *e*) деформационных режимов [38]. Условные обозначения см. на рисунке 1.2.



Рисунок 2.15. Стереограммы проекций осей напряжений σ_1 и σ_3 для зеркал скольжения *СКП*, сформированных в условиях *взбросо-сдвиговых* (**a**, **б**) и *сбросо-сдвиговых* (**b**, **c**) деформационных режимов [38].

Следует добавить, что в данном случае, как и при построении моделей других режимов, мы не сочли целесообразным усреднять значения параметров моделей с одноименными осями напряжений, расположенными на одной линии в противоположных секторах стереограмм (например, пары моделей *a* и *б*, *в* и *г* на рисунке 2.16). Это усреднение неизбежно привело бы к искусственной трансформации тензоров напряжений от взбросо-сдвиговых до сдвиговых, поскольку углы наклона осей σ_1 или σ_3 приближались бы к нулю.



Рисунок 2.16. Стереографические модели взбросо-сдвиговых (*a-г*) и сбросо-сдвиговых (*d-е*) деформационных режимов, обусловивших процессы новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма [32]: *a*, δ – субмеридионального сжатия; *b*, *c* – субширотного сжатия; δ – субмеридионального растяжения; *e* – северо-западного-юго-восточного растяжения: *1-2* – проекции плоскостей (*1*) и главных осей (*2*) нормальных напряжений (*a* – σ_1 , δ – σ_3 , *b* – σ_2); *3* – векторы смещений; *4* – секторы наиболее вероятного разрывообразования.

Сбросо-сдвиговые деформационные режимы ($\gamma^1 > 30^\circ$, $\gamma^2 > 30^\circ$, $\gamma^3 \le 30^\circ$; примеры парагенезисов – на рисунке 2.14 *д*, *е*) по количеству зеркал скольжения уступают всем типам режимов за исключением октаэдрического и одноосных сжатия и растяжения. Формирование сбросо-сдвиговых парагенезисов происходило, преимущественно, в условиях регионального растяжения, поэтому основой построения моделей режимов этого типа послужили особенности распределения осей σ_3 . При этом парное соответствие отчетливо выраженных максимумов σ_3 и σ_1 устанавливается вполне определенно (одноименные максимумы на рисунке 2.15 *в*, *г*), что позволяет уверенно реконструировать обстановки субмеридионального и юго-восточного– северо-западного растяжения (рисунок 2.16 *д*, *е*). Среди зафиксированных разрывных структур

данного типа наибольшее распространение имеют сбросо-сдвиги северо-восточной ориентировки.

Общей особенностью проявления взбросо- и сбросо-сдвиговых деформационных режимов является соответствие ориентировок осей напряжений (σ_1 – в обстановках сжатия, σ_3 – в обстановках растяжения) направлениям этих же осей в сдвиговых моделях. Это наводит на мысль о том, что взбросо- и сбросо-сдвиговые режимы были обусловлены локальными трансформациями сдвиговых (первичных) полей напряжений. В дальнейшем будет показано, что эта же закономерность проявляется и в моделях деформационных режимах других типов.

Субвертикальные сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги, формирующиеся, соответственно, в условиях сдвиговых и близких к ним (взбросо- и сбросо-сдвиговых) деформационных режимов, вполне уверенно идентифицируются (рисунки 2.10, 2.17) и в пределах Горнокрымского сооружения имеют повсеместное распространение.



Рисунок 2.17. Сдвиговые и сбросо-сдвиговые зеркала скольжения в пунктах наблюдений, расположенных в разных частях изучаемой территории: *a* – в районе с. Морское (Morsk), *б* – в обрывах Главной гряды над пос. Форос (Foros_2), *в* – в карьере у с. Межгорье (Meggor_K), *г* – в Балаклаве (Balakl_2). *Красные стрелки – направление перемещения видимого крыла разрыва. Положение пунктов наблюдений – на рисунке 1.4.*

Образуемые ими разломные зоны (Салгиро-Октябрьская, Демерджинская, Бельбекская, Качинская, Чернореченская и др., положение которых показано на рисунке 2.38) играют

определяющую роль в структуре Горного Крыма и его обрамления. Среди них доминируют структуры диагональных ориентировок. При этом многие из разломных зон северо-западного простирания (особенно в центральной и юго-западной частях Горного Крыма) имеют четкое геоморфологическое выражение (рисунок 1.9). Тем не менее, северо-восточное направление тектонических разрывов, равновероятное с точки зрения тектонофизики, также нашло отражение в разломных структурах высоких порядков.

Это можно проиллюстрировать на примере Демерджинской зоны разломов, которая в условиях сдвиговых режимов активизировалась и как правый, и как левый сдвиг, что обусловлено кардинальной периодической перестройкой системы нормальных напряжений. О региональном масштабе этой структуры свидетельствуют значительные протяженность и ширина зоны динамического влияния. Ее северо-восточным выражением можно считать разломную зону в ущелье Коккасан (рисунок 2.18), в пределах которой установлены как лево-, так и правосдвиговые смещения. На юго-западе одним из фрагментов Демерджинской разломной зоны срезается северо-западная часть г. Кастель (рисунок 2.19).



Рисунок 2.18. Коккасанский фрагмент зоны динамического влияния Демерджинского разлома (восточный фланг; пункт наблюдений «Kokasan» на рисунке 1.4). Желтые стрелки – поверхности разрывов, красные стрелки – направление перемещения видимого крыла разрыва. Фото автора.

Таким образом, зоны разломов разных рангов, формирующиеся (или активизирующиеся) в условиях преимущественно сдвиговых деформационных режимов (Салгиро-Октябрьская, Бельбекская, Качинская, Демерджинская, Кокасанская, Молбайская и др., а в пределах акваторий – Южнобережная, Одесско-Синопская и др. [6, 28, 58, 98, 130, 203, 214 и др.]) являются неотъемлемыми элементами структуры Крымского региона. В пределах зон динамического влияния некоторых из них, вследствие локальных трансформаций основных систем напряжений, имели место проявления взбросо- и сбросо-сдвиговых режимов и соответствующих им *СКП* тектонических разрывов и смещений.



Рисунок 2.19. Тектоническая стенка в северо-западном борту интрузива г. Кастель (пункт наблюдений «Kastel» на рисунке 1.4): a – общий вид; δ – система коренных левосдвиговых зеркал скольжения; a – структурно-кинематический парагенезис разрывов и смещений субмеридионального сжатия, включающий правый сдвиг северо-западного и левый взбрососдвиг северо-восточного простираний. Черная стрелка (1) – местоположение пункта наблюдений, красная (2) – направление смещения видимого крыла разрыва; условные обозначения к стереограмме – на рисунке 1.15. Φ omo автора.

Поэтому сдвиговые и близкие к ним по кинематическому типу системы дизъюнктивных нарушений, «утерянные» в покровно-надвиговых моделях Крымского региона [152, 349, 351, 388 и др.], следует в обязательном порядке учитывать при тектонических построениях и геодинамических реконструкциях. Это вполне согласуется с выводами о широком развитии проявлений сдвиговой тектоники как во внутриконтинентальных областях, так и в зонах коллизионного взаимодействия литосферных плит [522 и др.].

Сбросовые деформационные режимы ($\gamma^1 \ge 45^\circ$, $\gamma^2 \le 30^\circ$, $\gamma^3 \le 30^\circ$) 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 процессы разрывообразования можно оценивать как приблизительно равнозначное.

Проявлению сбросовых режимов способствовали периодически возникающие обстановки растяжения земной коры в Крымском регионе [45, 50, 51, 132, 462 и др.], нашедшие свое отражение в широком распространении тектонических разрывов сбросового типа и соответствующих *СКП*. Поскольку ось максимального сжатия σ_I в сбросовых парагенезисах, по определению, занимает субвертикальное или близкое к нему положение, дифференциация режимов, в основном, обусловлена ориентировками оси σ_3 (рисунок 2.20).



Рисунок 2.20. Стереограммы распределения осей напряжений σ_1 (*a*), σ_3 (*б*) для *СКП*, сформированных в условиях *сбросовых* деформационных режимов, и полюсов разрывов сбросовых зеркал скольжения (*в*) [39]. *Пояснения – в тексте*.

Особенности этого распределения вполне 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.

В итоге обосновано шесть типов сбросовых деформационных режимов и построены их стереографические модели, которые отражают обстановки субмеридионального, субширотного и диагонального (в обоих направлениях) растяжения (рисунок 2.21). Положение осей растяжения в моделях соответствуют одноименным максимумам σ_3 на рисунке 2.20 δ . Алгоритм реконструкции деформационных режимов, учитывая «поясное» размещение и парное соответствие выделенных максимумов, позволяет обосновать еще две модели, отвечающие аномалиям (\mathcal{H} и 3) на этом же рисунке. 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 [39, 58].

Объединение в одну модель тех «парных» моделей, которые на стереограмме характеризуются диаметрально противоположным положением максимумов осей σ_3 (например, *a* и *б*, *г* и *д* и др. на рисунке 2.21), представляется некорректным поскольку: а) анализ условий залегания реальных разрывов в составе сбросовых парагенезисов показывает, что моделям с диаметрально противоположным положением осей σ_3 , как правило, соответствуют обособленные группы реально установленных сбросовых структур, имеющих падение в противоположных направлениях; б) эта процедура снивелирует «поясное» распределение осей σ_3 , которое имеет значение для понимания региональных особенностей проявления деформационных процессов.



Рисунок 2.21. Стереографические модели *сбросовых* деформационных режимов новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма [39]: *a*, *ó* – субмеридионального растяжения; *e* – субширотного растяжения; *c*, *ð* – юго-восточного– северо-западного растяжения; *e* – юго-западного–северо-восточного растяжения. Условные обозначения см. на рисунке 2.16.

Следует отметить, что как и в стереографических моделях других режимов, ориентировки структурообразующих полей напряжений (в частности, осей σ_3) соответствуют секторальному распределению ориентировок одноименных осей сдвиговых моделей.

Основу сбросовых *СКП* составляют собственно сбросы (с наклоном борозд ≥75°) и, отчасти, сдвиго-сбросы (с наклоном борозд 45÷75°), которые характеризуются широким разнообразием пространственных параметров. Это видно по распределению полюсов разрывов

всех замеренных зеркал скольжения данного типа (рисунок 2.20 *в*) и подтверждается примерами сбросовых *СКП*, приведенными на рисунке 2.22.

Наибольшее распространение имеют сбросы северо-восточной ориентировки с падением на юго-восток (рисунок 2.20 *в*, максимум 1 и его окрестности). В меньшей мере проявлены разрывы субширотного (максимумы 2, 3) и северо-западного (максимумы 4, 5) простираний; в небольшом количестве присутствуют и субмеридиональные сбросовые структуры. Большая часть сбросов имеет падение в южных румбах. Однако часть структур, в том числе – пологопадающие сбросы, образующие компактный максимум полюсов разрывов в центре стереограммы (максимум 6 на рисунке 2.20 *в*), падает в северных и иных направлениях.



Рисунок 2.22. Примеры *СКП* тектонических разрывов и смещений, соответствующие моделям на рисунке 2.21. *Условные обозначения см. на рисунке 1.2*.

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 простираний. Об этом свидетельствуют: а) согласованность ориентировок простираний 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 [39, 58].

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 (повидимому, листрических) сбросов южного-юго-восточного, реже – юго-западного падения. Разрывы этой категории и соответствующие им *СКП* (примеры – на рисунке 2.22 *a*, *c*, *d*) в разной степени проявлены практически повсеместно на Южном берегу Крыма.

Вторая группа сбросов преимущественно субширотного и северо-восточного простираний с падением в северных румбах (рисунок 2.22 *б*, *г*, *д*) 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 обстановках субмеридионального или диагонального растяжения (рисунок 2.23).



Рисунок 2.23. Антитетические системы сбросов, закартированные прямыми наблюдениями вдоль трассы Ялтинского гидротоннеля, пересекающего Главную гряду Крымских гор (из работы [34]). Цифрами маркированы литолого-стратиграфические комплексы от верхнего триаса-келловея (№1 – цокольный водоупор) до титона (№6).

Предположение о сингенетичности основано на особенностях строения и динамики Крымско-Черноморского региона, куда входят (с севера на юг): Южно-Украинская моноклиналь (Причерноморский склон) Восточно-Европейской платформы, Северо-Крымский прогиб, Скифская плита, Горнокрымское сооружение и глубоководная котловина Черного моря. В условиях периодически проявляющихся обстановок регионального субмеридионального или диагонального растяжения [45] наиболее вероятной является активизация разломных зон, ограничивающих как Черноморскую впадину, так и Северо-Крымский прогиб. 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, аналогичные таковым северного склона 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. Как отмечалось выше, более высокое гипсометрическое залегание верхнеюрских комплексов по отношению к нижнемеловым, нередко отмечаемое вдоль границ этих депрессий, послужило основанием для утверждения о том, что эти структуры являются тектоническими или эрозионно-тектоническими «окнами», образовавшимися вследствие надвигания верхнеюрских пород на нижнемеловые и их локального размыва [217, 218, 240, 241, 349-351 и др.]. Однако наличие сбросовых смещений, установленное в бортовых частях меловых впадин (рисунок 2.24) 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 [77, 98, 132, 221, 342 и др.].



Рисунок 2.24. Крупные зеркала скольжения сбросового типа в верхнеюрских известняках на контакте с отложениями нижнего мела: a - y развилки на с. Гончарное (пункт 3 на рисунке 2.3), $\delta - в$ районе ответвления дороги на с.с. Широкое и Орлиное (пункт 4, там же). Красные стрелки – направления смещения висячего крыла нарушения; волнистая линия на стереограмме – простирание контакта. *На фото – Е.Я. Колесникова и Ж.-К. Ипполит (Франция); фото - автора.*

Два весьма показательных объекта находятся на разных (северо-западном и юговосточном) флангах северо-восточного борта Варнаутской впадины (соответственно, пункты 3 и 4 на рисунке 2.3) непосредственно на обочине автотрассы Севастополь-Ялта. Здесь верхнеюрские известняки также занимают более высокое гипсометрическое положение, чем нижнемеловые глины, но непосредственно в зонах контакта, которые прекрасно обнажены, в известняках развиты зеркала скольжения исключительно сбросового типа (рисунок 2.24). В первом пункте контакт представлен крутопадающим (угол падения около 75°) зеркалом скольжения, вдоль которого образования мела сброшены почти строго по падению (рисунок 2.24 *a*). Во втором пункте в зоне контакта верхнеюрских и нижнемеловых отложений зафиксировано огромное (>50 м в длину и $\approx 10 \div 15$ м в высоту) зеркало скольжения с элементами залегания $200 \angle 42^\circ$. Борозды, зафиксированные на его поверхности, ориентированы строго по падению зеркала, характер относительного перемещения крыльев разлома вдоль него – сбросовый (рисунок 2.24 *b*). Структурно-геологические особенности и геоморфологическая позиция рассматриваемых контактов однозначно исключает как гравигенный характер их образования, так и аллохтонную природу верхнеюрского структурно-вещественного комплекса.

Прямыми свидетельствами наличия сбросовых контактов в пределах южных бортов межгорных впадин автор пока не располагает. Однако имеются вполне весомые геологические предпосылки к тому, что и южные фланги межгорных впадин представляют собой системы крутопадающих сбросов, только их падение происходит в северных направлениях. Так, по системе разнонаправленных сбросов, по-видимому, происходило формирование южного фланга Байдарской котловины. Это однозначно устанавливается на ее юго-восточном фланге в долине р. Узунджа между г. Кара-Даг³ и г. Курт-Кая (пункт 5 на рисунке 2.3). Здесь русло р. Узунджа заложено по границе Байдарской котловины и примыкающих с юга яйлинских отрогов, сложенных верхнеюрскими известняками. Несколько восточнее (на продолжении южного борта котловины) р. Узунджа разграничивает верхнеюрские массивы. В левом (южном) борту обнажаются массивные розовато-бурые мраморизованные известняки поздней юры. На этом же гипсометрическом уровне правый (северный) борт реки сложен серыми слоистыми известняками, по внешнему облику совершенно несхожими с породами южного борта (рисунок 2.25, слева), где аналогичные породы залегают гипсометрически намного выше: видимая вертикальная амплитуда смещения оценивается в несколько десятков метров. Сбросовый характер данного смещения подтверждается наличием сбросовых зеркал скольжения в толще массивных известняков южного борта р. Узунджа. Азимуты простираний этих зеркал согласуются с направлением речного русла (рисунок 2.25, стереограмма). Анализ положения полюсов и направлений подвижек показывает, что данная система тектонических разрывов изначально формировалась как совокупность крутопадающих сдвигов преимущественно субширотного, реже – диагонального простираний. Сбросы активизировались, по-видимому, на заключительной стадии развития данной структуры. Ориентировка зеркал согласуется с направлением русла Узунджа, заложенного вдоль данной системы сбросов. p. Геоморфологическим признаком наличия сброса вдоль русла реки является резкое (с

91

³ Не путать с широко известным вулканическим массивом Кара-Даг, расположенным в восточной части Горного Крыма; крымская топонимика насчитывает несколько (не менее пяти) вершин с аналогичным названием.

вертикальной амплитудой до 150÷170 м) снижение уровня вершинных поверхностей массивов верхнеюрских известняков с юга на север (около 720 м – в южном борту р. Узунджа, и около 550 м – в северном).



Рисунок 2.25. Положение сброса (красная линия с бергштрихами по падению) вдоль русла р. Узунджа и стереограмма полюсов и траекторий подвижек в породах ее южного борта. Справа над дорогой – выходы массивных известняков, слева (на северном борту р. Узунджа) – слоистые известняки. Фото автора.

Также есть основания полагать, что системы субширотных сбросов с падением в северных румбах в значительной мере развиты и вдоль границы верхнеюрских комплексов, слагающих Главную гряду Крымских гор, с образованиями таврической серии (T_3-J_1) Качинского поднятия. На это указывает наличие четко выраженного сброса в массиве среднеюрских диоритовых порфиритов, расположенном на северной окраине с. Соколиное (приблизительно в 10 км к северо-востоку от Байдарской впадины – пункт 8 на рисунке 2.3). Это один из двух малых диоритовых интрузивов, локализованных в породах таврической серии в непосредственной близости от южных отрогов Главной гряды (пункт «Sokol-2»). На всем своем протяжении (около 30 м) обнажение разбито на две части слабоволнистой поверхностью сбросового зеркала скольжения субширотного простирания с падением на север (рисунок 1.14 *в*). Кинематический анализ условий образования данного сброса однозначно указывает на наличие субмеридионального растяжения: ориентировка осей главных напряжений σ_1 и σ_3 составляет, соответственно, $22 \angle 69^\circ$ и 190 $\angle 21^\circ$ (рисунок 1.15 *в*).

По мнению некоторых исследователей, сбросовые тектонические зеркала, фиксирующие режим растяжения, связаны с началом раскрытия в раннем мелу Западно-Черноморского бассейна; некоторые из них были реактивированы позже и являются активными в настоящее время [132, 201, 407, 481]. Учитывая доминирующее развитие сдвиговых и сбросовых структур в регионе, можно предположить, что борта межгорных депрессий Горного Крыма представляют собой комбинацию этих разрывов по типу широко распространенных в мире присдвиговых

впадин [425, 438, 467 и др.] или сдвиговых грабенов [426], которые в настоящее время обозначаются термином *«pull-apart basins»* (пулл-апартовые бассейны), введенным в литературу Берчфилом и Стюартом при объяснении механизма развития впадины Долины Смерти в провинции Хребтов и Бассейнов в Калифорнии [429].

Взбросовые деформационные режимы ($\gamma^1 \leq 30^\circ$, $\gamma^2 \leq 30^\circ$, $\gamma^3 \geq 45^\circ$) обусловили формирование широкого спектра структурно-кинематических типов разрывов (смещений) и их *СКП*: собственно взбросов (с наклоном борозд $\geq 75^\circ$ при углах падения плоскостей зеркал >45°), сдвиго-взбросов (взбросов с некоторой сдвиговой составляющей) и надвигов (с углами падения $\leq 45^\circ$). Суммарная доля взбросо-надвиговых зеркал скольжения в базе тектонофизических данных не превышает 17%. При этом более широкое распространение имеют крутопадающие взбросы и сдвиго-взбросы. 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 [38, 39].

Дифференциация деформационных режимов предопределяется, главным образом, ориентировками осей максимального сжатия σ_1 , поскольку оси σ_3 взбросовых парагенезисов, по определению, занимают субвертикальное положение (рисунок 2.26).



Рисунок 2.26. Стереограммы распределения осей напряжений σ_1 (*a*) и σ_3 (*б*) для *СКП*, сформированных в условиях взбросовых деформационных режимов [39]. Обозначения максимумов σ_3 соответствуют одноименным моделям на рисунке 2.27.

Особенности распределения максимумов σ_1 вполне очевидны: они локализованы в тех же сегментах стереограммы, что и максимумы σ_3 сбросовых деформационных режимов (рисунок 2.20 б). При этом они также имеют «поясное» распределение вдоль проекций субширотно ориентированных дуг в северном и южном полушариях стереограмм. Кроме того, максимумы σ_1 весьма контрастны и образуют пары, локализованные в диаметрально противоположных секторах стереограммы. Это послужило основанием для идентификации

шести (точнее, трех пар) типов взбросовых деформационных режимов и построения соответствующих стереографических моделей (рисунок 2.27). Две из них отражают обстановки субмеридионального, две – юго-западного–северо-восточного и две – юго-восточного–северо-западного сжатия. Причины, по которым не производилось объединение в одну модель «парных» моделей с диаметрально противоположным положением максимумов осей σ_1 , указаны выше, при описании сбросовых режимов.



Рисунок 2.27. Стереографические модели *взбросовых* деформационных режимов: *a*, *ó* – субмеридионального, *e*, *e* – юго-западного–северо-восточного, *d*, *e* – юго-восточного–северо-западного сжатия [39]. Условные обозначения – см. на рисунке 2.16.

Как видно из приведенных моделей, в условиях указанных деформационных режимов теоретически равновероятно возникновение как взбросовых, так и надвиговых смещений. В отличие от покровно-надвиговых моделей региона, постулирующих однонаправленное южное [152] либо северное (за исключением ретронадвигов) [388; 401, 402 и др.] падение надвиговых структур, достоверно установленные в регионе надвиги падают как в северных, так и в южных румбах (рисунок 2.28).

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 (п.н Balakl_1; Morsk; Kadik_2 и др. – рисунок 2.7) [38]. Большая часть взбросов, сдвиго-взбросов и надвигов имеет субширотное простирание, в меньшем количестве – северо-западную и северо-восточную ориентировки. Их формирование происходило, главным образом, в обстановках периодически

проявляющегося продольного субгоризонтального (меридионального, реже – юго-восточного или юго-западного) сжатия [39, 42].



Рисунок 2.28. Примеры *СКП* 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 [39] *Условные* обозначения см. на рисунке 1.2.

Аналогичные данные для полей взбросового типа получены А.В. Муровской [201]; результаты их обработки с применением программы «WinTensor» приведены на рисунке 2.29.



Рисунок 2.29. Кинематические стереограммы для полей взбросового типа (по [201]). Красные стрелки – направления сжатия; красный кружок – проекция оси сжатия; синий квадрат – проекция оси растяжения.

Поскольку в некоторых геолого-структурных и геодинамических моделях Крымского региона основная роль отводится покровно-надвиговым структурам [152, 349-351, 388, 402 и др.], целесообразно более детально остановиться на региональных особенностях проявления процессов надвигообразования. Результаты тектонофизических исследований показывают, что надвиги в пределах Горного Крыма (Карадагский, Балаклавский, Сухореченский и др.) занимают хоть и не столь существенное, как отмечается в вышеперечисленных работах, но вполне определенное место в его строении.

Обобщенные параметры надвиговых нарушений показаны на стереограммах (рисунок 2.30). К этой категории отнесены все структуры с углами наклона ≤45°, имеющие даже незначительную надвиговую составляющую. Из 53-х зеркал скольжения собственно надвиги (с отклонением штрихов и борозд скольжения в плоскости зеркала от горизонтального положения ≥75°, т.е. со смещением практически по восстанию разрыва) представлены 18-ю зеркалами, что составляет менее 34%. Сдвиго-надвиги (с отклонением вектора смещения от горизонтали на 45÷75°) составляют 28% (15 зеркал). Надвиго-сдвиги (пологопадающие структуры с преобладающей сдвиговой составляющей; отклонение вектора смещения от горизонтального положения ≤45°) преобладают над остальными, составляя 38% (20 зеркал скольжения).



Рисунок 2.30. Стереограммы распределения параметров надвиговых структур Горного Крыма: a – полюсов разрывов, δ – проекций векторов смещений, e-z – осей главных напряжений $\sigma_1(e)$, $\sigma_3(z)$. Количество замеров зеркал скольжения – 53, изолинии – через 1,5%, 1,5%, 1,0% и 1,5%, соответственно.

Надвиги Горного Крыма имеют, в основном, субширотное, северо-западное и даже субмеридиональное простирание (рисунок 2.30 *a*). Реконструкция полей напряжений, обусловивших возникновение надвигов, показала, что их формирование происходило, главным образом, в условиях субгоризонтального меридионального и диагонального сжатия (рисунок 2.30 *в*). Как и при анализе взбросовых обстановок, особенности этого распределения достаточно очевидны: а) максимумы ориентировок σ_1 имеют довольно выраженное «поясное»

распределение вдоль проекций субширотно ориентированных дуг в северном и южном полушариях стереограмм; б) на всех стереограммах максимумы σ_I весьма контрастны и иногда образуют пары, расположенные в диаметрально противоположных секторах стереограмм. Так же обращает на себя внимание то обстоятельство, что ориентировки осей сжатия соответствуют некоторым ориентировкам σ_I сдвиговых обстановок. Это позволяет выдвинуть предположение о взаимообусловленности процессов тектонического разрывообразования, реализуемых в условиях разных деформационных режимов.

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 – рисунки 2.31, 2.32 *a*), так и по совокупности рассредоточенных зеркал надвигового типа при отсутствии в пункте наблюдения видимой поверхности основного нарушения (Западно-Сухореченский надвиг – рисунок 2.32 *б*). Последнее возможно благодаря тому, что, как уже отмечалось, 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. [179, 380 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 геологического разреза.



Рисунок 2.31. Балаклавский надвиг. Слева – общий вид, справа – пункт тектонофизических наблюдений «Balakl_1»; стрелки – положение поверхности разрыва. Фото автора (слева) и Е.Я. Колесниковой (справа).



Рисунок 2.32. Структурно-кинематические парагенезисы разрывов и смещений в пределах Балаклавского (*a*) и Западно-Сухореченского (*б*) надвигов в верхнеюрских отложениях [39]. Условные обозначения см. на рисунке 1.2.

Пример Западно-Сухореченского надвига (рисунок 2.32 б) показывает, что в случае интенсивного развития крупных надвигов в пределах Горного Крыма, последние обязательно нашли бы свое адекватное отражение в количестве зеркал скольжения соответствующего структурно-кинематического типа, чего не наблюдается в действительности.

Тем не менее, надвиговые структуры отнюдь не являются элементами, в принципе «чужеродными» для Крымского региона. Следы надвиговых перемещений как в виде значительных по размерам плоскостей, так и в виде единичных зеркал скольжения (рисунки 2.31-2.33) зафиксированы на всем протяжении Горного Крыма. При этом имеются объективные предпосылки как для их возникновения, так и для их ограниченного распространения.

С одной стороны, процесс надвигообразования облегчается наличием свободной (дневной) поверхности, в сторону которой 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. То есть для реализации надвигообразования напряжения, обусловленные литостатическим давлением и трением горных пород, действующим вдоль плоскости формирующегося надвига, должны стать меньше горизонтальных сжимающих составляющих системы напряжений. Следовательно, относительно ограниченное развитие покровнонадвиговых структур в пределах Горного Крыма свидетельствует о меньшей (по сравнению с системами, типичными покровно-складчатыми например, Карпатами) тектонической напряженности в Крымском регионе в альпийскую эпоху. Этот вывод согласуется с результатами сравнительного анализа тектонических движений при формировании орогенов Украинских Карпат и Горного Крыма [98, 102]. 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). Но и в этом случае, как показывает пример Соколинского меланжа [41, 58, 221], роль и масштабы проявления надвиговых структур в моделях региона, построенных с позиций покровно-надвиговой тектоники, являются преувеличенными.



Рисунок 2.33. Зеркала скольжения надвигового типа и реконструкции условий их формирования: a, δ – в зоне динамического влияния Балаклавского надвига (Bal pl); a, z – в зоне динамического влияния Карадагского надвига (Kokt_1); *д* – в районе пос. Форос (Foros_2); *е* – в районе пос. Орджоникидзе (Ordg_5); в скобках – индексы пунктов наблюдений, приведенных на рисунке 1.4. На стереограммах $\boldsymbol{\delta}$ и $\boldsymbol{\delta}$ показана возможность трансформаций сдвиговых деформационных режимов во взбросовые путем разворота системы напряжений (пунктирные стрелки) вокруг оси сжатия. Условные обозначения: 1-2 проекции плоскостей (1) и осей (2) главных нормальных напряжений $(a - \sigma_1, \delta - \sigma_2, \epsilon - \sigma_3);$ 3 – полюса разрывов и траектории подвижек (а – по парагенезису в целом, усредненные значения, δ – 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: предполагаемых положений главных осей нормальных напряжений $\sigma_1(5), \sigma_3(6),$ полюсов (7) и векторов смещений (8); 9-11 – проекции плоскостей и характеристика структурнокинематических типов разрывов: 9 – сдвиг, 10 – взброс, 11 – надвиг (жирные – основные, тонкие – единичные).

Кроме того, исследованиями последних лет установлено широкое распространение в Горном Крыму опрокинутого залегания образований таврической серии, которое обусловлено не процессами надвигообразования, а смятием осадков в результате колоссальных подводных обвалов (слампинга) на стадии, предшествующей процессам диагенеза. На наличие этого явления указывали еще М.В. Муратов и В.Т. Фролов [195, 364]. Н.С. Фролова с соавторами, на основании анализа результатов изучения признаков деформаций неконсолидированных осадков, морфологии складок и путем сравнения с принятыми в настоящее время моделями слампинга [410, 436, 460, 479] показали, что большинство складок 2-го порядка (размерами nx10 см ÷ nx100 м) в таврической серии имеет подводно-оползневое происхождение [237].

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. Возможно, именно по такому сценарию формировались единичные надвиги, показанные на рисунке 2.33 (стереограммы δ и δ). Подобная связь достаточно уверенно прослеживается на сейсмологическом материале во взаимоотношениях очаговых зон сдвигового и взбросового типов сейсмогенеза системы Загрос. Здесь к основной правосдвиговой обусловленной зоне северо-западного простирания, региональным субмеридиональным сжатием, примыкают субширотно ориентированные взбросо-надвиговые зоны более низкого ранга, сформированные в той же кинематической обстановке [48].

Взбросо-сбросовые деформационные режимы ($\gamma^1 > 30^\circ$, $\gamma^2 < 30^\circ$, $\gamma^3 > 30^\circ$) проявились (хоть и в значительно меньшей степени, чем сдвиговые, сбросовые и взбросовые) в структурнокинематических парагенезисах тектонических разрывов и смещений на всей территории Горного Крыма. Выше отмечалось, что речь идет не о *типе движения «взбросо-сброс»*, какового в природе не существует, а о *типе деформационного режима*, который характеризует специфические условия тектонического разрывообразования. Углы наклона осей σ_1 (γ^1) в интервале 30÷45° (при сохранении вышеуказанных ограничений для углов падения других осей напряжений) указывают на наличие обстановок регионального или локального сжатия горного массива, углы наклона осей σ_3 (γ^3) в этом же интервале являются следствием растягивающих

100

напряжений. Соответственно, в этих условиях формируются разрывы и смещения как в виде взбросов (рисунок 2.34 *д*, *e*), так и в виде сбросов (рисунок 2.34 *ж*, *з*).

Анализ распределения основных параметров *СКП*, обусловленных влиянием взбрососбросовых режимов, показал, что уверенно выделяются две пары максимумов σ_1 и σ_3 (парные максимумы 1 и 2 на рисунке 2.34 *a*, *б*), позволяющих обосновать, соответственно, два вида режимов этого типа. Полученные модели (меридионального сжатия и растяжения) являются симметричными антиподами друг друга, отражая инверсию напряжений с точностью до первых градусов (рисунок 2.34 *в*, *г*).



Рисунок 2.34. Стереограммы осей напряжений σ_1 и σ_3 (a, δ), стереографические модели (s, z) и примеры *СКП* (∂ -s), сформированных в условиях взбросо-сбросовых деформационных режимов [39]. *Условные обозначения* – *см. на рисунках* 1.2. и 2.16.

При этом следует отметить, что из двух сегментов возможного разрывообразования в каждой модели, чаще реализуется тот (из числа имеющихся в базе тектонофизических данных), который имеет крутое падение (рисунок 2.34 ∂ , e), хотя имеют место и пологопадающие структуры, преимущественно сбросового типа (рисунок 2.34 m). Так же вполне уверенно идентифицируются взбросо-сбросовые *СКП*, образовавшиеся в других кинематических обстановках – с диагонально ориентированными главными осями напряжений (один из примеров – на рисунке 2.34 3). Однако соответствующие модели не отстраивались по причине незначительного количества подобных *СКП* и слабой контрастности максимумов, образуемых проекциями осей структурообразующих полей напряжений. Тем не менее, следует отметить, что и в этих парагенезисах положение осей σ_I и σ_3 , как правило, согласуется с их секторальным

распределением, установленным при анализе других типов деформационных режимов [38, 39, 58].

Аналогичные стереографические модели взбросо-сбросовых деформационных режимов получены и при анализе сейсмогенеза Черноморско-Кавказского региона, где инверсионные обстановки субмеридионального и юго-западного–северо-восточного сжатия и растяжения (рисунок 3.20 *в*, *ж*) проявились в решениях механизмов очагов землетрясений, равно как и в единичных очагах землетрясений системы Загрос [46, 48, 145].

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 рисунке 2.35.



Рисунок 2.35. Примеры *СКП* тектонических разрывов и смещений, сформированных в условиях деформационных режимов *одноосного сжатия* (*a*) и *одноосного растяжения* (*б*) [39]. Условные обозначения – см. на рисунке 1.2.

Недостаточное количество этих парагенезисов не позволяет обосновать статистически об представительные модели, хотя некоторые выводы особенностях проявления соответствующих режимов все же допустимы. Так, оси σ_l парагенезисов одноосного сжатия имеют субмеридиональную, юго-западную и юго-восточную ориентировки, а в парагенезисах одноосного растяжения оси σ_3 тяготеют к диагональным и широтным направлениям. Повидимому, эти ориентировки вполне закономерны, поскольку, как и в случаях проявления иных деформационных режимов (сбросовых, взбросовых и пр.), они согласуются с направлениями соответствующих осей главных напряжений для сдвиговых обстановок. Ограниченное распространение указанных парагенезисов может означать, что обусловившие их режимы проявлялись локально, и с ними не связано образование (активизация) сколько-нибудь крупных разломных зон.

2.4. Кинематические обстановки, обусловившие процессы альпийского разрывообразования в пределах Горного Крыма

Результаты проведенных исследований позволяют более аргументировано осветить некоторые, дискутируемые в настоящее время аспекты строения Крымского региона. Этому способствуют закономерности проявления полей напряжений в регионе, установленные при анализе стереографических моделей деформационных режимов разрывообразования. В частности, представляется возможным обосновать:

- закономерную упорядоченность ориентировок полей напряжений, обусловивших процессы альпийского 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 структуре региона.

Кроме того, полученные данные позволяют внести некоторые коррективы в постановку задач, методологию и интерпретацию результатов региональных тектонофизических исследований, в том числе, обосновать критерии выделения и идентификации элементов структурных парагенезисов новейших (позднеолигоценовых-неогеновых) тектонических разрывов (при наличии их массовых замеров), не несущих следов смещений горных массивов.

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 (рисунок 2.36). Эти особенности обусловлены кинематическими обстановками в регионе, которые отражают меняющиеся 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 осей σ_1 и σ_3 (обусловливающих, соответственно, обстановки сжатия и растяжения), которые отклоняются от горизонтального положения не более, чем на 30° (на рисунке 2.36 – затенено). В случаях проявления взбросо-сбросового, октаэдрического, одноосных сжатия и растяжения и растяжения и растяжения взбросо-сбросового, октаэдрического, одноосных сжатия и растяжения режимов, проекции структурообразующих осей главных напряжений расположены

либо в непосредственной близости от указанной области, либо образуют второй пояс в интервале 35÷50°, отражая наличие локальных трансформаций первичных систем. Таким образом, основные особенности строения и геодинамического развития Крымского региона предопределены напряжениями горизонтального сжатия и растяжения, что также постулируется положениями актуалистической геодинамики [388, 402 и др.] и неоднократно подтверждалось результатами тектонофизических исследований [38, 39, 98, 201, 214, 342 и др.].



Рисунок 2.36. Сводные стереограммы ориентировок осей σ_1 в моделях деформационных режимов сжатия (*a*) и осей σ_3 – в моделях деформационных режимов растяжения (*b*) [39, 58]. Условные обозначения: 1-5 – проекции осей σ_1 сдвиговых (1), взбросовых (2), взбрососдвиговых (3), взбросо-сбросовых (4) деформационных режимов и СКП одноосного сжатия (5); 6-10 – проекции осей σ_3 сдвиговых (6), сбросо-сдвиговых (7), сбросовых (8), взбрососбросовых (9) деформационных режимов и СКП одноосного растяжения (10).

В построенных моделях деформационных режимов проекции осей сжатия σ_1 и растяжения σ_3 для соответствующих кинематических условий характеризуются *секторальным распределением*, то есть группируются на стереограммах в пределах четырех пар узких диаметрально противоположных секторов меридиональной, субширотной и диагональных ориентировок (на рисунке 2.36 – темные сегменты). Полученные данные представляются вполне системными и во многом согласуются с результатами ранее выполненных тектонофизических исследований. Эта особенность регионального разрывообразования, намеченная ранее по идентификации отдельных разрывов и их парагенезисов [98, 201, 214 и др.], в работах [38, 39, 58] получила свое подтверждение на более высоком обобщающем уровне – в параметрах моделей деформационных режимов разрывообразования.

Подобная избирательность ориентировок осей напряжений (особенно – осей сжатия) отмечена и в процессах сейсмогенеза по данным анализа решений механизмов очагов землетрясений. Она характерна как для всего альпийского Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса [123, 344, 406 и др.], так и для отдельных его сегментов – Крымско-Кавказско-Черноморского региона, области Вранча, системы Загрос [46, 48, 54, 145, 355]. Более детально этот аспект рассмотрен ниже (см. главы 3, 4).

Повсеместное проявление структурообразующих полей напряжений, закономерно ориентированных по отношению к сторонам света, дает основание полагать, что данные поля непосредственно или опосредованно обусловлены общепланетарными причинами, наиболее вероятными из которых являются лунно-солнечные приливные деформации в тектоносфере и/или изменения ротационного режима Земли [1, 68, 73, 74, 97, 270, 274 и др.].

Следует также отметить, что в сдвиговых моделях ориентировки осей ортогональных напряжений совпадают с направлениями максимальных касательных напряжений, соответствующих положению разрывов в моделях диагонального сжатия, и наоборот (рисунок 2.13). Это указывает на возможную взаимообусловленность этих систем напряжений: одна из них (вероятнее всего – ортогональная, как наиболее проявленная в регионе) трансформируется во вторую (диагональную) в процессе деформирования среды и релаксации накапливаемых напряжений. Принципиальная возможность подобных трансформаций в пределах зон скалывания, в том числе, на основе экспериментальных данных описана в работах [92, 93, 101, 214, 224, 225, 337 и др.].

2. Второй важной особенностью альпийского разрывообразования в регионе является инверсионный характер проявления кинематических обстановок – взаимная переориентировка максимальных и минимальных напряжений, когда оси σ_1 и σ_3 меняются местами (рисунок 2.36). Особенно отчетливо это видно на примере сдвиговых деформационных режимов, представленных двумя парами моделей ортогонального и диагонального сжатия-растяжения (рисунок 2.13). Наличие инверсии тектонических напряжений в различные периоды фанерозоя, в том числе, в течение киммерийского и альпийского этапов (и даже в плейстоцене), было обосновано результатами тектонофизических исследований в Крыму, Карпатах, на Волыно-Подолии и на Украинском щите [39, 45, 97, 98, 214 и др.].

В пунктах наблюдений эффект инверсии устанавливается по совместному проявлению *СКП* новейших тектонических разрывов и смещений, сформированных в противоположных кинематических обстановках. Взаимная переориентировка осей сжатия и растяжения структурообразующих полей напряжений обусловливает возможность возникновения и активизации диагональных разрывов в условиях как субмеридионального сжатия (субширотного растяжения), так и в условиях субмеридионального растяжения (субширотного сжатия). При этом направления смещений вдоль этих разрывов меняются на противоположные, поэтому нередки случаи, когда инверсионные обстановки находят отражение в зеркалах скольжения одного пункта наблюдений (рисунок 2.37).



Рисунок 2.37. Примеры проявления инверсионных кинематических обстановок в парных парагенезисах сдвиговых деформационных режимов: ортогонального (*a-б* – пункт StCrim, *s-г* – пункт Kokasan) и диагонального (*d-e* – пункт StCrim, *ж-з* – пункт ForosV) сжатия– растяжения [39]. Условные обозначения – см. на рисунке 1.2.

Вышесказанное 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 зон тектонических разрывов, соответствующих этим обстановкам [39]. На рисунке 2.38 приведены схематические примеры подобных реконструкций для основных обстановок формирования сдвиговых и близких к ним (взбросо- и сбросо-сдвиговых) систем разрывов – меридионального сжатия и меридионального растяжения (или широтного сжатия). Для полноты картины следует отметить, что в первом случае также могут дополнительно формироваться субширотно ориентированные взбросы и надвиги, во втором – нарушения сбросовых типов.



Рисунок 2.38. Схематические примеры реконструкций полей напряжений для разных кинематических обстановок в пределах Горного Крыма (a – меридионального сжатия, δ – широтного сжатия или меридионального растяжения), обусловивших формирование (активизацию) зон сдвиговых разрывов, соответствующих этим обстановкам [39]. Пунктир – ориентировка осей σ_1 , точечные линии – ориентировка осей σ_3 ; стрелки – направления перемещений вдоль разрывов. Цифры в кружках – названия зон разломов разных рангов: 1-2 – краевые 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 – Чернореченского (5), Бельбекского (6), Качинского (7), Молбайского (8), Демерджинского (9).

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 (рисунки 2.9, 2.36 *a*). Это явление обусловлено возникновением (активизацией) значительной части вертикальных тектонических разрывов и смещений в период, соответствующий началу последнего этапа горообразования (поздний миоцен), когда залегание пород еще было близким к горизонтальному [38].

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 2.36). При (горизонтального) положения (рисунок ЭТОМ сохраняется секторальное распределение ориентировок осей напряжений, которое свидетельствует о том, что в процессе разрывообразования имеют место локальные трансформации систем напряжений. Они происходят, главным образом, путем «опрокидывания» первичных (сдвиговых) систем относительно горизонтальной 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 пределах некоторых сейсмогенных регионов. В сейсмологии известны случаи, когда характер и направленность напряжений и деформаций существенно трансформировались в пределах одной очаговой зоны в процессе ее афтершоковой активизации [72, 253, 255 и др.].

Как проявление трансформаций региональных (или «мегарегиональных» – по [123]) полей напряжений можно рассматривать разнообразие деформационных режимов иных типов (взбросовых, в меньшей мере – взбросо-сбросовых, сбросовых и взбросо-сдвиговых), обусловивших возникновение сейсмогенных разрывов в очагах землетрясений Крымско-Черноморского региона [145 и др.; глава 4]. Эта тенденция отражает наличие зональности, выражающейся в усложнении типов разрывных деформаций в направлении от Крымского полуострова к центру Черноморской впадины, характеризующейся тонкой земной корой субокеанического типа. Обратная зональность наблюдается по направлению к основным сейсмогенерирующим структурам Турции, где сдвиговый характер деформаций очаговых зон является доминирующим.

4. Роль альпийских, в том числе новейших тектонических разрывов разных структурнокинематических типов в структуре региона обосновывается, главным образом, количественными соотношениями зафиксированных разрывов (зеркал скольжения) и их

108
парагенезисов, которые, как было отмечено, являются прямыми признаками перемещений горных массивов с однозначно определяемыми направлениями этих перемещений. Согласно этим соотношениям, структурную основу Крымского региона (в порядке значимости) составляют [39]:

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 (Салгиро-Октябрьская, Демерджинская, Бельбекская, Качинская, Чернореченская и др. – см. рисунок 2.38) 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, указывая на региональный характер проявления обстановок растяжения (или транстенсии) и их влияния на процессы тектонического разрывообразования;

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 преимущественно субширотно или диагонально ориентированные взбросы, сдвиго-взбросы и надвиги, образовавшиеся, соответственно, в обстановках субгоризонтального меридионального или диагонального сжатия и которые, как было показано выше, в строении Горного Крыма занимают хоть и не столь существенное, как отмечается в некоторых работах, но вполне определенное место.

Резюмируя вышеизложенное, отметим, что предложенный алгоритм изучения условий тектонического разрывообразования апробирован на представительном полевом материале. Он предполагает последовательное выделение в каждом пункте наблюдений структурнокинематических парагенезисов тектонических разрывов и смещений (*СКП*), идентификацию обусловивших их формирование деформационных режимов, построение стереографических моделей *СКП* и деформационных режимов и анализ кинематических обстановок разрывообразования в регионе. Установленные при этом особенности проявления структурообразующих полей напряжений, а именно: секторальное распределение ориентировок главных осей и инверсионный характер систем напряжений – открывают возможность для вполне уверенной структурно-парагенетической идентификации трещинных структур (не имеющих зеркал скольжения), полученных путем производства массовых замеров.

2.5 Использование результатов кинематического анализа для идентификации структурных парагенезисов трещинных структур без следов смещений

В пределах тектонически активных регионов в одном и том же обнажении, как правило, проявляются совокупности разрывов (трещинных структур), которые не образуют единых парагенезисов, а представляют собой наложенные системы, относящиеся к различным фазам тектогенеза. Это обстоятельство (при отсутствии зеркал скольжения) существенно затрудняет структурно-кинематическую идентификацию самих разрывов, выделение их структурных парагенезисов и процесс реконструкции обстановок их формирования. Корректное решение этой проблемы стало возможным благодаря особенностям проявления кинематических обстановок разрывообразования, установленным в результате анализа стереографических моделей деформационных режимов, в частности – секторальному распределению ориентировок полей напряжений (рисунок 2.36).

В процессе исследований с применением метода структурных парагенезисов было установлено, что подавляющее большинство тектонических разрывов, локализованных в толщах относительно молодых (неогеновых и палеогеновых⁴) слабо дислоцированных отложений в пределах Горного Крыма, характеризуется весьма крутыми, близкими к вертикальному, углами наклона. Об этом свидетельствуют как локализация полюсов трещин вдоль внешнего круга стереограмм, так и количественное соотношение трещинных структур с разными углами падения: доля замеренных крутопадающих (71÷90°) трещин в отложениях неогена составляет 93%, палеогена – более 84% (рисунок 2.39). Кроме того, борозды скольжения, довольно редко встречаемые в палеогеновых отложениях, в том числе оцениваемые, как современные (например, зеркало скольжения по травертину в трещине

⁴ Привлечение для анализа трещиноватости, локализованной в неогеновых и палеогеновых отложениях, обеспечивает ее нижнюю возрастную границу – не древнее (а в большей мере – гораздо моложе), чем возраст палеогеновых пород.

эоценовой куэсты у древнего городища Неаполь Скифский в пределах Симферополя), зачастую имеют весьма пологие (не превышающие $5\div15^{\circ}$) углы наклона. Все эти данные позволили сделать вывод о том, что поля тектонических напряжений, обусловившие разрывообразование в пределах неогеновых и палеогеновых структурно-формационных комплексов региона, характеризуются, преимущественно, горизонтальным положением плоскости σ_{I} - σ_{3} ; соответственно, сами разрывы при этом идентифицируются как сдвиги [98, 103, 104, 214, 342, 356, 357 и др.].



Рисунок 2.39. Суммарные стереограммы полюсов тектонических трещин и их плотностей (в изолиниях через 1%) и диаграммы, отражающие соотношение тектонических разрывов с разными углами падения в образованиях неогена (верхний ряд, 514 замеров) и палеогена (нижний ряд, 2018 замеров).

Несмотря на многообразие направлений тектонических трещин, зафиксированных путем массовых замеров (как правило, от 100 до 200 в каждом пункте наблюдений), наблюдается определенная упорядоченность их ориентировок, которая может быть положена в основу их системного анализа. Основные пункты производства массовых замеров приведены на рисунке 2.40; количество замеренных в них тектонических трещин отражено в таблице 2.2.



Рисунок 2.40. Основные пункты наблюдений (и их номера), обследованные с применением тектонофизического метода структурных парагенезисов (желтые – в отложениях неогена, красные – в отложениях палеогена, синие – в юрских образованиях).

Таблица 2.2. Количество замеренных тектонических трещин в отложениях неогена и пале	огена
(в числителе – номер пункта наблюдений, в знаменателе – количество замеров).	

Неоген												
1N	2N	3N	4N	5N	6N	Σ						
110	135	85	40	97	47	514						
	Палеоген											
1P	2P	3P	4P	5P	6P	7P	8P	9P	10P	11P	12P	Σ
138	203	126	166	60	107	439	159	269	119	179	53	2018

Особенности проявления тектонической трещиноватости в неогеновых отложениях Горного Крыма обусловлены изменяющимися во времени обстановками ортогонального или диагонального сжатия или растяжения. Об этом свидетельствует разнообразие ориентировок разрывов в каждом пункте наблюдений, с одной стороны, и доминирование разрывов определенных направлений – с другой. Это распределение наглядно проявляется на розахдиаграммах тектонической трещиноватости. Так, в пунктах наблюдений, расположенных в югозападном сегменте Горного Крыма, доминируют разрывы северо-западной ориентировки (рисунок 2.41, п.п. 1N-4N), в центральной – весьма интенсивно проявлены структуры субмеридионального простирания (там же, п.п. 5N-6N).

Тем не менее, ориентируясь на особенности проявления условий разрывообразования, установленные при анализе стереографических моделей, можно вполне уверенно полагать, что:

1. В каждом из приведенных пунктов наблюдений проявляются парагенезисы разрывов, обусловленные различными полями тектонических напряжений. В этом отношении весьма показательна роза-диаграмма трещиноватости пункта № 3N на южной окраине Севастополя (рисунок 2.41), в которой четко выраженные максимумы северо-западной ориентировки отражают наличие *L*- и *R*-сколов, сформированных в условиях меридионального сжатия (максимумы 302° и 323°) и широтного сжатия—меридионального растяжения (максимумы 302° и 288°); при этом ориентировка *L*-сколов (302°) удовлетворяет обеим обстановкам.



Рисунок 2.41. Розы-диаграммы тектонической трещиноватости в пунктах наблюдений, локализованных в неогеновых отложениях: в районе Севастополя (п.н. №№ 1N-3N на рисунке 2.40), в с. Верхнесадовое (п.н. № 4N) и в окрестностях Симферополя (у с.с. Белое, п.н. № 5N и Трехпрудное п.н. № 6N). Примечание: на этой и последующих розах-диаграммах данные обрабатывались в интервалах секторов с шагом = 5°.

2. Несмотря на различие преобладающих ориентировок разрывов в том или ином пункте наблюдений, в большинстве пунктов можно идентифицировать элементы структурных парагенезисов трещин, которые отражают общность обстановок новейшего разрывообразования, то есть, в данной совокупности можно уверенно идентифицировать разноориентированные L-, L'-, R- и R'-сколы и/или их комбинации, принадлежащие разным структурным парагенезисам. Проиллюстрировать это можно на примере тектонических разрывов, замеренных в районе Севастополя (в пунктах №№1-3; суммарное количество замеров - 330), где все четыре основные кинематические обстановки находят отражение в относительно устойчивых (хотя и проявленных с разной степенью интенсивности) парагенезисах разрывных структур (рисунок 2.42).

Тектоническая трещиноватость в пределах палеогеновых отложений (рисунок 2.43) характеризуется, на первый взгляд, более сложным распределением простираний, чем в толщах неогена, что обусловлено широким временн**ы**м диапазоном ее образования: в возрастном

отношении эти трещины могут относиться как к позднепалеогеновому, так и к постпалеогеновому времени.



Рисунок 2.42. Идентификация структурных парагенезисов трещинных структур и реконструкция обстановок их формирования (на примере трещиноватости в отложениях неогена в р-не г. Севастополь в пунктах наблюдений №№1-3; суммарное количество замеров – 330). Структурные парагенезисы разрывов, сформированных в обстановках разнонаправленного сжатия: I – меридионального ($L_{(1)}$, $L'_{(1)}$, $R'_{(1)M}$, ось сжатия – σ_{1M}); 2 – широтного ($L_{(1)}$, $L'_{(1)}$, $R_{(1)III}$, $R'_{(1)III}$, $R'_{(1)III}$, $R'_{(1)IIII}$, σ_{1IIII}); 3 – северо-восточного–юго-западного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R'_{(2)CB-I03}$, $\sigma_{1CB-I03}$).

Здесь проявился широкий спектр ориентировок, среди которых доминируют северозападные и субмеридиональные; в меньшем количестве присутствуют разрывы северовосточного и субширотного направлений, имеющие относительно локальное распространение. При этом наблюдается некоторая пространственная их дифференциация: на юго-западе Горного Крыма и в центральной его части более интенсивно проявлены трещинные структуры северозападной ориентировки, указывая на их приуроченность к зонам динамического влияния Одесско-Синопского, Чернореченского, Бельбекского, Качинского и иных разломов. На востоке и в центре региона доминируют структуры меридиональных и, в меньшей мере, – северовосточных простираний, что согласуется с ориентировкой разрывных нарушений, выделенных в меловых и палеогеновых отложениях еще в работах [79, 81, 86]. Подобная тенденция намечается и в пунктах наблюдений неогена. В этой связи все же следует отметить, что подобная закономерность в пространственном проявлении *СКП* разрывов и смещений (зеркал скольжения) в явном виде не установлена.



Рисунок 2.43. Розы-диаграммы тектонической трещиноватости в пунктах наблюдений, локализованных в палеогеновых отложениях (положение пунктов наблюдений – на рисунке 2.40).

Сравнительный анализ тектонической трещиноватости (суммарной, во всех пунктах наблюдений) в отложениях неогена и палеогена, показал вполне удовлетворительную сходимость ориентировок всех (даже не очень выраженных) образуемых этими совокупностями максимумов, несмотря на различную степень интенсивности их проявления (рисунок 2.44). Это свидетельствует либо о том, что тектонические разрывы формировались в сходных обстановках, доминировавших в изучаемом регионе и в палеогене и в неогене, либо о поздненеогеновом (новейшем, позднемиоцен-плиоценовом) происхождении основной части трещинных структур, в том числе, локализованных в отложениях палеогена. При сопоставлении совокупных данных со стереографическими моделями сдвиговых режимов, обусловивших процессы тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма (рисунок 2.13), представляется возможным вполне уверенно выделить структурные парагенезисы новейших трещинных структур, сформированные в условиях четырех основных кинематических обстановок: ортогонального и диагональных сжатия и растяжения (рисунок 2.44). Результаты сравнения интенсивности максимумов, соответствующих этим обстановкам, позволяют предположить, что основную роль в регионе играли периодически проявляющиеся

115

ортогонально ориентированные системы напряжений. Из диагональных систем более выражена та, которая характеризует условия юго-западного–северо-восточного сжатия (или юговосточного–северо-западного растяжения; именно в такой обстановке было реализовано самое сильное в регионе за последние 100 лет землетрясение 11.09.1927 г.). Эти соотношения также опровергают устоявшееся представление о том, что современная структура Горного Крыма оформилась, главным образом, под влиянием сжимающих напряжений с юго-востока, обусловленных поддвигом (субдукцией, квазисубдукцией) Восточно-Черноморской субплиты под Крымский полуостров [28, 325, 358 и др.].



Рисунок 2.44. Сопоставление сводных роз-диаграмм тектонической трещиноватости в отложениях неогена (синяя) и палеогена (красная). 1-4 – секторы, соответствующие ориентировкам структурных парагенезисов и их элементов, сформированных в обстановках разнонаправленного сжатия: 1 – меридионального ($L_{(1)}, L'_{(1)}, R_{(1)M}, R'_{(1)M}$, ось сжатия – σ_{1M}); 2 – широтного ($L_{(1)}, L'_{(1)}, R_{(1)M}, R'_{(1)M}, R'_{(1)M}, R'_{(2)CB-103}, \sigma_{1CB-103}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}, L'_{(2)}, R_{(2)CB-103}, \sigma_{1CB-103}$); 4 – северо-западного–юго-восточного ($L_{(2)}, L'_{(2)}, R_{(2)C3-10B}, R'_{(2)C3-10B}, \sigma_{1C3-10B}$).

Учитывая ориентировки всей совокупности элементов структурных парагенезисов тектонических разрывов, образованных в разных обстановках (рисунок 2.44), представляется возможным отразить секторальное распределение этих элементов в градусных интервалах (таблица 2.3) для их идентификации и реконструкции новейших полей напряжений в процессе обработки результатов массовых замеров при отсутствии зеркал скольжения на стенках разрывов.

К вышесказанному следует добавить, что значительная часть трещинных структур, изученных в пределах интенсивно дислоцированных образований как верхней и средней юры, так и в породах таврической серии (T_3 - J_1), является нормально секущими по отношению к напластованию; при приведении напластования в горизонтальное положение они обретают преимущественно субвертикальное падение [98, 221, 342 и др.]. В распределении ориентировок

крутопадающих трещин (с углами падения ≥70°) в пунктах наблюдений, расположенных в слабонаклонных толщах средне-верхнеюрских отложений, довольно четко вычленяются максимумы и их комбинации, соответствующие основным элементам структурных парагенезисов в образованиях палеогена и неогена (рисунок 2.45).

Таблица 2.3. Парагенезисы вертикальных сколовых разрывов (трещинных структур)

Элементы парагенезисов вертикальных сколовых разрывов (трещинных структур) и их ориентировки для разных кинематических обстановок в регионе							
<i>L</i> -сколы	<i>L</i> -сколы <i>R</i> -сколы		<i>R'</i> -сколы				
Обстановки субмеридионального сжатия–субширотного растяжения: ориентировка оси $\sigma_I - 350 \div 0^\circ$ (170÷180°), ориентировка оси $\sigma_3 - 80 \div 90^\circ$ (260÷270°)							
305 ÷ 315°	305 ÷ 315° 320 ÷ 330°		20 ÷ 30°				
Смещения реализуют	ся по правому сдвигу	Смещения реализую	тся по левому сдвигу				
Обстановки субширотного сжатия-субмеридионального растяжения: ориентировка оси $\sigma_1 - 80 \div 90^\circ$ (260÷270°), ориентировка оси $\sigma_3 - 350 \div 0^\circ$ (170÷180°)							
305 ÷ 315°	290 ÷ 300°	$35 \div 45^{\circ}$	$50 \div 60^{\circ}$				
Смещения реализую	Смещения реализуются по <i>левому</i> сдвигу Смещения реализуются по <i>правому</i> сдвигу						
Обстановки ЮЗ-СВ сжатия–ЮВ-СЗ растяжения: ориентировка оси $\sigma_1 - 215 \div 225^\circ$ (35÷45°), ориентировка оси $\sigma_3 - 305 \div 315^\circ$ (125÷135°)							
350 ÷ 0°	$350 \div 0^{\circ}$ $5 \div 15^{\circ}$		$65 \div 75^{\circ}$				
Смещения реализуют	ся по правому сдвигу	Смещения реализуются по левому сдвигу					
Обстановки ЮВ-СЗ сжатия–ЮЗ-СВ растяжения: ориентировка оси σ_1 – 305÷15° (125÷135°), ориентировка оси σ_3 – 215÷225° (35÷45°)							
350 ÷ 0°	335 ÷ 345°	80 ÷ 90°	275 ÷ 285°				
Смещения реализуются по <i>левому</i> сдвигу Смещения реализуются по <i>правому</i> сдвигу							

Это свидетельствует либо об унаследованности структурных планов, либо, что более вероятно, о молодом возрасте этих трещин, многие из которых имеют «свежий» облик и характеризуются отсутствием какого-либо минерального заполнителя, указывающего на время формирования трещин после проявления интенсивной гидротермальной деятельности или после завершения процессов диагенеза.

Приведенные данные об ориентировках элементов парагенезисов субвертикальных сколовых разрывов, обусловленных разными кинематическими обстановками, позволяют обосновать ответ на замечание о том, что «наложив карты (*построенные не с позиций покровно*надвиговой тектоники – Ю.В.) различных авторов, изданных в разные годы, можно получить хаотическую картину различно расположенных прямолинейных пересекающихся линеаментов» [402, стр. 4]. Действительно, зоны разломов, нашедшие отражение на разных геологических и тектонических картах, далеко не всегда совпадают по своему местоположению [26, 28, 79-83, 113-115 и др.].



Рисунок 2.45. Розы-диаграммы ориентировок крутопадающих трещин ($\geq 70^{\circ}$) в пунктах наблюдений, локализованных в юрских отложениях: *а* – в районе Севастополя, мыс Фиолент (84 замера); *б* – в районе Кучук-Койского обвально-оползневого массива у с. Оползневое (282 замера, 74% от общего количества замеренных трещин); *в* – в массиве Ставлухар у с. Приветное (146 замеров, 62%); *г* – на мысе Меганом (374 замера, 86%).

Однако очевидна весьма существенная особенность в их распределении, а именно: выделенных разломов отражает наличие систем диагонально преобладающая часть ориентированных зон 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 и могут активизироваться в условиях их воздействий, меняя направление смещения на противоположное (рисунок 2.38). С другой стороны, остальные элементы структурных парагенезисов (*R*- и *R*'-сколы, отрывы и др.), в условиях воздействия каждого их этих полей формируют собственные, отличные одна от другой системы, значительно усложняя структурный рисунок региона (рисунок 2.44, таблица 2.3). Таким образом, в пределах зон динамического влияния разноранговых диагональных структур будут формироваться локальные разрывы различных ориентировок и типов, многие из которых фиксируются при

геолого-съемочных работах и учитываются при структурно-тектонических построениях как самостоятельные разломы (рисунок 2.46).



Рисунок 2.46. Разнонаправленные разрывные нарушения в структуре Горного Крыма по данным геолого-съемочных работ [114]. Двойные линии – глубинные разломы и разломы глубокого заложения, остальное – разломы, проявившиеся в течение киммерийского и альпийского этапов; жирный пунктир (*дополнено нами*) – границы зоны динамического влияния Салгиро-Октябрьского разлома.

Во-вторых, согласно ранговой иерархии тектонических разрывов [101, 179, 378-381], одной из их характеристик является мощность (ширина) зоны динамического влияния. Так, мощность зоны влияния Салгиро-Октябрьского разлома⁵, определенная по ширине присдвиговых деформаций (включая массив Чатырдаг), составляет 15÷20 км (рисунки 1.18, 2.46) [98, 111, 114, 234]. Ширина зон динамического влияния Бельбекского, Качинского и др. разломов, выраженная зоной хрупко-пластичных присдвиговых деформаций, достигает 5-ти км (рисунок 1.9) [57, 221]. Отдельные элементы этих зон, проявляющиеся в виде локальных разрывов, также могут создавать впечатление их хаотического распределения.

⁵ Строго говоря, Салгиро-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 простирания), 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». Во избежание путаницы, обусловленной разными названиями одних и тех же структур, мы сохраним традиционное название – Салгиро-Октябрьский разлом, имея в виду только его фрагмент, локализованный в пределах Горного Крыма.

Таким образом, основу структурного рисунка новейших тектонических нарушений в пределах Горного Крыма составляют закономерно ориентированные разломные зоны диагональных и, в меньшей мере, субмеридионального и субширотного простираний. Корректность данных выводов можно обосновать путем сопоставления с ранее составленными картами новейшей тектоники и современных движений [113-115, 158-160, 511 и др.]. Отметим, что эти документы созданы на принципах количественной оценки вертикальных новейших тектонических движений и выделения зон активизированных разломов. Тем не менее, элементы сдвиговой тектоники (для зон крупных разломов, например, Салгиро-Октябрьского) и закономерные ориентировки основных структур региона в них проявляются весьма отчетливо.

Методическая основа составления первой из вышеперечисленных карт [511] (рисунок 2.47) разработана Н.Н. Новиком как для условий Крымского региона, так и для других территорий [203, 213, 215]. Применяемый им метод количественной оценки вертикальных новейших тектонических движений и выделения зон активных разломов базируется на эрозионной модели развития рельефа, отражающей связь новейших вертикальных тектонических движений и флювиальных процессов, которая описывается при помощи математических зависимостей [215, 511]. Для построения карт структурных поверхностей выравнивания, являющихся исходными по отношению к современному эрозионному рельефу, использованы вычисленные тектонические уклоны и абсолютные отметки поверхностей в опорных точках. Исходными поверхностями по отношению к современной эрозионной сети являются: в Горном Крыму – позднемиоценовая-плиоценовая, выработанная первоначально сарматским морем; в Степном Крыму – кровля понтических отложений. Таким образом, построенная Н.Н. Новиком и Г.В. Столбовой карта [511] характеризует размах вертикальных неотектонических движений от момента формирования исходной поверхности до настоящего времени (рисунок 2.47).

Результаты анализа неотектонических построений (рисунки 2.47, 2.48) указывают на преимущественное развитие и структурообразующую роль диагональной и близких к ней систем разломов, характеризующихся наибольшей протяженностью, выдержанностью и высокоамплитудными относительными перемещениями вдоль них смежных блоков земной коры региона. Это положение относится как к Крымскому горно-складчатому сооружению, так и к платформенным территориям (к крымскому сегменту Скифской плиты). При этом в Горном Крыму, который, естественно, характеризуется максимальным (более 1200 м) размахом новейших вертикальных движений, довольно отчетливо выделяются как участки с разными значениями амплитуд и разграничивающие их зоны, так и зоны, вдоль которых происходит латеральное смещение смежных блоков с близкими значениями амплитуд новейших поднятий. Например, отчетливо выражено левосдвиговое смещение областей высокоамплитудных

поднятий вдоль зоны Салгиро-Октябрьского разлома: горизонтальная амплитуда составляет до 8÷10 км – по [511] и до 6÷8 км по [113-115, 158-160]. Положение и ориентировка выделенных на карте [511] зон соответствует аналогичным параметрам зон основных тектонических нарушений (с востока на запад): Феодосийско-Бакальской, Молбайской, Салгиро-Октябрьской, Бельбекской, Чернореченской. В виде разноранговых систем разломов на карте также нашли отражение границы геоструктур региона и элементов, усложняющих их внутреннее строение.



Рисунок 2.47. Карта неотектонического районирования и новейшей тектоники Крыма масштаба 1:500000, фрагмент [511]. Цифрами в кружках обозначены основные разломные зоны Горного Крыма: 1 – Феодосийско-Бакальская, 2 – Молбайская, 3 – Салгиро-Октябрьская, 4 – Бельбекская, 5 – Чернореченская. Примечание: цветовая палитра отражает скорости поднятий (от светло-желтого до темно-коричневого) и погружений (светло-зеленый) земной поверхности; вся легенда не приводится ввиду ее значительного объема, некоторые пояснения даны в тексте.

Таким образом, вышеприведенные материалы показывают, что тектонофизические данные об особенностях проявления новейшего разрывообразования, основанные на применении разных методов, вполне согласуются как между собой, так и со структурными планами Горного Крыма, полученными в результате неотектонических построений иных авторов с использованием морфометрических методов. Следует добавить, что аналогичные характеристики кинематических парагенезисов субвертикальных трещинных структур были идентифицированы также в процессе изучения новейшего разрывообразования и на иных территориях: в пределах Карпат, Украинского щита, Подольского склона Восточно-Европейской платформы, на Кавказе и т.д. [44, 60, 62, 63, 101, 131, 213-215, 289 и др.].



Рисунок 2.48. Сводная схема неотектоники в пределах листов L-36-XXIX (Симферополь), L-36-XXXV (Ялта), L-36-XXVIII (Евпатория) и L-36-XXXIV (Севастополь) (по [113-115]). Условные обозначения: 1- изобазы суммарных амплитуд неотектонических движений земной коры (м); 2 – неотектонически активные локальные структуры; 3 – кольцевые аномалии, выделенные по данным дешифрирования космических снимков; 4 – неотектонически активные разрывные нарушения (a – достоверные, δ – предполагаемые); 5- δ – геологические границы Центрально-Крымского поднятия и Горнокрымского сооружения (5) и Индоло-Кубанского прогиба (δ); 7 – изолинии скоростей современных вертикальных движений; 8 – пункты измерения скорости современных вертикальных движений и значения скоростей (мм/год).

Результаты анализа *СКП* новейших разрывов (смешений) и структурных парагенезисов сколовых трещин, не несущих прямых следов смещений горного массива, сформированных в разных кинематических обстановках, указывают на возможность применения обоих тектонофизических методов (кинематического и структурных парагенезисов) при изучении геолого-структурных условий территорий проектируемых и строящихся объектов разного целевого назначения. Этот вывод имеет большое практическое значение, поскольку далеко не всегда представляется возможным получение данных по смещениям вдоль новейших разрывов, в то время, как для картирования разломных зон возможно привлечение широкого спектра

геолого-структурных, геофизических, неотектонических и иных методов. Установленные закономерности в распределении ориентировок элементов, составляющих структурные парагенезисы тектонических разрывов, существенно облегчили процесс интерпретации результатов исследований разломной тектоники в пределах относительно закрытых (с точки зрения геологической обнаженности) территорий, а также во многом способствовало изучению тектонических предпосылок катастрофического развития природных геосистем и уточнению геолого-структурных условий районов размещения особо важных и потенциально опасных объектов. Более детально некоторые из этих аспектов рассмотрены в главе 6.

Основные выводы по разделу:

1. В течение альпийского этапа в пределах Горного Крыма периодически проявлялись разнообразные кинематические обстановки регионального сжатия и растяжения, которые нашли отражение в системах разноориентированных, преимущественно тангенциальных систем напряжений. Эти системы характеризуются избирательностью ориентировок осей главных напряжений, которая выражается в их секторальном распределении как в моделях основных (сдвигового, сбросового и взбросового) деформационных режимов, так и в моделях, отражающих комбинаторные сочетания последних.

2. Изменения кинематических обстановок и деформационных режимов альпийского разрывообразования обусловили формирование нарушений разных структурно-кинематических типов, роль и место которых в регионе обосновывается количественными соотношениями этих разрывов и образуемых ими парагенезисов. Согласно этим соотношениям, структурную основу региона составляют: а) субвертикальные сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги диагональных ориентировок, которые формируются в условиях одноименных деформационных режимов, обусловленных обстановками субмеридионального сжатия или растяжения; б) сбросовые и субгоризонтального сдвиго-сбросовые нарушения, образовавшиеся в обстановках меридионального или диагонального растяжения; в) сдвиговые, сбросо- и взбросо-сдвиговые разрывы меридионального или широтного простираний, обусловленные воздействием диагонально ориентированных систем напряжений; г) структурный рисунок региона дополняют взбросы, сдвиго-взбросы и надвиги, образовавшиеся, соответственно, в обстановках субгоризонтального меридионального или диагонального сжатия, и которые в строении Горного Крыма занимают хоть и не столь существенное, как отмечается в некоторых работах, но вполне определенное место.

3. Особенности проявления реконструированных полей напряжений предопределили возможность структурно-парагенетической идентификации трещинных структур (полученных путем массовых замеров), на стенках которых отсутствуют зеркала скольжения, указывающие

123

направление перемещения крыльев разрыва. Эти же закономерности накладывают анализа определенные ограничения на методологию проведения И 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. Учитывая возможность многократных повторений однотипных кинематических обстановок на разных стадиях геологического развития региона, не совсем обоснованным является выстраивание хронологических последовательностей условий разрывообразования по результатам только тектонофизических исследований, если при этом не используются другие критерии определения возрастных соотношений разрывов и вторичных смещений.

4. Установленные как во многих пунктах наблюдений, так и во всем регионе признаки многократного изменения кинематических обстановок и разнообразие деформационных режимов тектогенеза обусловили целесообразность дополнительного обоснования корректности применяемых методических подходов и полученных выводов. Данная верификация предполагает анализ обстановок современного разрывообразования, их изменений и трансформаций, отслеживаемых в масштабе реального времени. Информацию об этом можно почерпнуть из сейсмологических данных путем сравнительного анализа решений механизмов очагов землетрясений, локализованных в пределах сейсмоактивных структурно компактных областей. Результаты этих исследований приведены в последующих главах (см. главы 3, 4).

Глава 3. СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА (ПО ДАННЫМ РЕШЕНИЙ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ)

Выше отмечалось, что корректность применяемых методов и способов изучения процессов альпийского разрывообразования в Горном Крыму, равно как и достоверность установленных при этом закономерностей, в известной мере (учитывая генетическую общность процессов сейсмотектогенеза) можно проверить на сейсмологических данных, отражающих особенности формирования современных – сейсмогенных – разрывов. Сравнительный анализ решений механизмов очагов землетрясений, локализованных в пределах структурно выраженных или компактных областей, позволяет в масштабе реального времени отследить особенности проявления деформационных режимов сейсмогенеза и закономерности изменения структурообразующих полей напряжений в условиях различных кинематических обстановок.

Сейсмологические данные показывают, что горно-складчатые области, формирующиеся при коллизионном взаимодействии литосферных плит, представляют собой весьма динамичные системы, подверженные влиянию разнообразных систем напряжений, изменения и трансформации которых происходят в течение чрезвычайно коротких промежутков времени [46, 48, 54, 55, 123, 145, 355, 406 и др.]. Об этом свидетельствуют как пространственновременное разнообразие проявления кинематических условий и деформационных режимов сейсмогенеза, так и существенные различия в параметрах механизмов очагов сильных землетрясений и их афтершоков (например, Газлийских землетрясений 1976–1984 годов [72] и других). С другой стороны, некоторыми исследователями в области сейсмотектоники отмечена определенная избирательность ориентировок полей напряжений, обусловивших процессы сейсмогенного разрывообразования. Так, на примере альпийского Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса и его отдельных фрагментов было показано, что в тензорах напряжений, реконструированных при решениях механизмов очагов землетрясений, превалируют ортогональные и диагональные ориентировки осей главных напряжений [46, 48, 54, 55, 59, 72, 123, 145, 307, 336, 344, 355, 382, 406 и др.]. При этом нередко отмечаются как инверсионные изменения кинематических обстановок (когда оси сжатия и растяжения меняются местами), так и переходы от ортогональных систем напряжений к диагональным и наоборот. В частности, О.И. Гущенко показал, что «...практически однородное по ориентации главных осей поле мегарегиональных напряжений прослеживается в пределах обширной, различной по структуре и геологической истории области тектоносферы от Кавказа на западе вплоть до Зондских островов на юго-востоке во всем интервале глубин от 10-30 до 110-300 км»

[123, с. 42]. В доказательство им приведены данные об ориентировках осей напряжений в 330 очагах землетрясений, из которых 194 (59 %) характеризуются субмеридиональным сжатием при малых углах наклона оси сжатия, 51 (15 %) — субширотным и 85 (26 %) — диагональным сжатием, близким по направлению к ориентировке максимальных касательных напряжений «мегарегионального» (по О. И. Гущенко) поля. Данное утверждение справедливо и для процессов сейсмогенеза во внутриплатформенных областях. К примеру, сейсмологами Беларуси установлено, что большая часть землетрясений, локализованных в пределах северозападной части Припятского прогиба, несмотря на различие структурно-кинематических типов разрывов в очагах, происходила в условиях меридионального сжатия с небольшим (до 10°) отклонением оси сжатия на северо-северо-запад [7]. Более того, инверсия закономерно ориентированных полей напряжений была установлена для ощутимых землетрясений, произошедших в самом центре Украинского щита (в г. Кривой Рог Днепропетровской области Украины): 25.12.2007 г. (широтное сжатие) и 23.06.2013 г. (меридиональное сжатие) [147, 172, 262, 263, 265].

Задачами данного раздела являются: 1) изучение особенностей проявления сейсмогенеза в пределах отдельных геоструктур Средиземноморского складчатого пояса, для которых имеются статистически представительные массивы данных по решениям механизмов очагов землетрясений, обусловленных различными кинематическими обстановками; 2) анализ сейсмогенерирующих полей напряжений и их возможных трансформаций в пределах Крымско-Черноморского региона через призму (учитывая относительно малочисленные данные по идентифицированным очагам землетрясений этого сегмента тектоносферы) выявленных на первом этапе закономерностей, которые предполагается использовать в качестве системной основы и критерия корректности тех или иных вариантов стереографических построений для разных обстановок и деформационных режимов сейсмогенеза в исследуемом регионе.

3.1. Объекты исследований и исходные сейсмологические данные

Применение методов тектонофизической интерпретации сейсмологических данных (в частности, способа выделения структурно-кинематических парагенезисов разрывов и смещений в очагах и построения стереографических моделей сейсмогенеза [48]) расширяет возможности исследования обстановок формирования землетрясений, а также повышает надежность параметризации сейсмогенных зон. Это подтверждается результатами специальных исследований, в задачу которых входили: 1) реконструкция доминирующих кинематических

126

обстановок сейсмогенного разрывообразования В пределах отдельных сегментов Средиземноморского складчатого пояса; 2) построение стереографических моделей сейсмогенеза; 3) картографическая (в плане и/или в разрезе) геометризация сейсмогенных зон, образуемых закономерно или компактно локализованными очагами одного типа; 4) сравнительный анализ пространственно-кинематических параметров разрывообразования в закономерностей очагах землетрясений на предмет выявления В проявлениях реконструированных систем тектонических напряжений.

В качестве исследуемых объектов выбраны сейсмически активные сегменты альпийского Средиземноморского пояса, различающиеся строением, геодинамической позицией и особенностями проявления сейсмогенеза: система Загрос, очаговая область Вранча, Черноморско-Кавказский (в пределах географических координат φ =40÷45°N, λ =39÷48°E) и Крымско-Черноморский регионы (рисунок 3.1).



Рисунок 3.1. Положение исследуемых объектов в системе Средиземноморского складчатого пояса (структурная основа по [15] с упрощениями). Условные обозначения: 1 – простирание складок; 2 – надвиги, фронт шарьяжей; 3 – сдвиги; 4-5 – исследуемые объекты, заштрихованный сегмент (5) – Крымско-Черноморский регион. Цифры в кружках – зоны региональных разломов: 1 – Загроса, 2 – Анатолийского, 3 – Северо-Анатолийского.

Система Загрос является геоструктурным выражением зоны конвергенции Аравийской плиты и Евразии. В современной геодинамической трактовке она позиционируется как северовосточный фланг Аравийского Синтаксиса протяженностью более 2 тыс. км. Структурная выраженность системы Загрос позволяет вполне уверенно ограничить область ее

динамического влияния, исключив из выборки данных по механизмам очагов землетрясений региона те из них, которые находятся за пределами этой зоны. При этом объем выборки представляется вполне репрезентативным для изучения особенностей сейсмогенеза региона. Очаги землетрясений локализованы, главным образом, в пределах земной коры на глубинах 20-40 км. Двойственная геодинамическая природа системы Загрос – правосдвиговая и взбросо-(палеосубдукционная) – нашедшая надвиговая отражение в палеогеодинамических реконструкциях и геолого-тектонических построениях [15, 146, 207 и др.], равно как и сложная внутренняя ее структура [142, 143, 287 и др.], проявляются и в характере сейсмогенеза. Это обстоятельство априори гарантировало разнообразие структурно-кинематических типов и параметров создаваемых стереографических моделей, отражающих различные деформационные режимы и кинематические обстановки сейсмогенеза [46, 48, 145, 355]. Отметим, что в задачу автора не входил детальный анализ тектоники системы Загрос (равно, как и других рассматриваемых в данном разделе регионов), результаты которого представлены в работах многих как отечественных, так и зарубежных ученых.

Очаговая область Вранча приурочена к зоне сочленения Восточных и Южных Карпат $(\phi = 45 \div 46^{\circ}N$ и $\lambda = 26 \div 27^{\circ}E)$ – к Юго-восточному ороклину Карпат [105]. В плане она представляет собой эллипсовидное высококонцентрированное скопление многочисленных очагов коровых и подкоровых землетрясений площадью ~120×50 км², вытянутое в северовосточном направлении. Несмотря на значительную удаленность от Крыма (более 500 км), наиболее сильные, произошедшие относительно недавно глубокофокусные землетрясения Вранча (04.03.1977, *M_s*=7.2; 30.08.1986, *M_b*=6.3; 30.05.1990, *M_s*=6.7; 27.10.2004, *M_b*=5.6 – магнитуды приведены по данным работы [336]) ощущались жителями полуострова. Очаги анализируемых землетрясений локализованы в верхней мантии, основное их количество приурочено к интервалу 130÷160 км [11, 135-137, 305, 306, 332-336]. Следует отметить, что применение в данной и иных работах термина «разрыв» для сейсмогенных деформаций, происходящих на таких глубинах, не совсем корректно, поскольку природа сейсмогенеза в верхней мантии может отличаться от таковой в земной коре. Однако для решения механизмов очагов, формирующихся как в приповерхностных, так и в глубинных условиях, по методике Л.М. Балакиной и А.В. Введенской [13, 14, 35, 36] применяется один и тот же алгоритм, учитывающий характер распределения на стереограммах знаков первых вступлений продольных волн. Это позволяет использовать для сейсмотектонического (тектонофизического) анализа всю совокупность очагов области Вранча, включающую как приповерхностные, так и глубокие землетрясения. Таким образом, результаты исследований в пределах системы Загрос и области Вранча отражают кинематические обстановки сейсмогенеза разных глубинных уровней - корового и верхнемантийного, соответственно.

128

Черноморско-Кавказский и Крымско-Черноморский регионы представляет собой сложную геодинамическую систему на стыке Евразии, Аравийской плиты, Турецкой и Иранской субплит. В их строении нашли отражение как процессы конвергенции и коллизии разных сегментов литосферы (например, покровно-складчатое сооружение Большого Кавказа), так и дивергентные структуры (субокеанические впадины Черного, а в непосредственной близости от региона – и Каспийского морей). Эта суперпозиция исследуемого объекта обусловила многообразие проявлений сейсмичности, выразившееся в особенностях разрывообразования: в регионе идентифицированы механизмы очагов землетрясений всех типов кинематических обстановок и деформационных режимов. Преобладающая часть этих очагов локализована в пределах земной коры.

Фактологической основой исследований послужили решения механизмов очагов землетрясений из сейсмологического каталога Гарвардского университета [521] и данные, размещенные на иных сайтах Internet-ресурса: ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН» [520], Средиземноморского сейсмологического центра [519], Виртуальной лаборатории по тектонофизическому анализу современных и палеонапряжений (авторы Ю.Л. Ребецкий и др.) [518] и т.п. Также использованы опубликованные и рукописные каталоги решений механизмов очагов из других источников [11, 71, 136, 137, 139, 140, 157, 228, 247-251, 253-256, 264, 267, 305, 306, 332-336].

В конечном итоге выборки данных содержат: по системе Загрос – 122 события (100 – «основная», 22 – «верификационная» выборки), по Вранча – 93 (80 – «основная», 13 – «верификационная»), по Черноморско-Кавказскому региону – более 250 событий с *M*≥3.5. Каталог по акватории Черного моря и прилегающим территориям насчитывает всего 35 решений механизмов очагов землетрясений с *M*>3.0.

Принципы дифференциации очагов землетрясений или их совокупностей по типам деформационных И кинематических обстановок сейсмогенеза, режимов а также последовательность и особенности сейсмотектонического анализа с использованием способа построения стереографических моделей сейсмогенеза подробно описаны выше (см. подраздел 1.3). Там же было отмечено, что очаги землетрясений, имеющие близкие пространственнокинематические параметры, объединялись в один структурно-кинематический парагенезис сейсмогенных разрывов, отражение которого на стереограмме рассматривается в качестве стереографической модели соответствующего типа сейсмогенеза, а в случае закономерного или компактного расположения этих очагов – в качестве стереографической модели сейсмогенной зоны.

Распределение по магнитудам анализируемых событий, сформировавшихся в условиях разных деформационных режимов и кинематических обстановок, приведено на рисунке 3.2.

Существенное преобладание в пределах Черноморско-Кавказского региона обстановок регионального сжатия (около 80% решений от общего количества) обусловило целесообразность привлечения для анализа механизмы очагов, сформировавшихся в условиях взбросового, взбросо-сдвигового, сдвигового и взбросо-сбросового деформационных режимов, присущих этим обстановкам.



Рисунок 3.2. Распределение по магнитуде землетрясений, сформировавшихся в условиях разных деформационных режимов и кинематических обстановок, в пределах системы Загрос (1), области Вранча (2) и Черноморско-Кавказского региона (3).

Примечание. Относительно небольшое количество землетрясений с M<4.5 по всем объектам исследований обусловлено не естественным характером распределения, а ограниченными возможностями решений механизма очага для землетрясений малых энергий ввиду непредставительности данных о первых вступлениях сейсмических волн.

Учитывая общие особенности геодинамики литосферы, обусловленные доминирующим влиянием горизонтально ориентированных полей тектонических напряжений, взбросовый, сбросовый и сдвиговый деформационные режимы отнесены к разряду первичных. Еще раз следует отметить, что при идентификации и анализе очагов взбросо-сбросового режима речь идет не о кинематическом типе разрыва «взбросо-сброс» (поскольку таких разрывов в природе не существует), а о типе деформационного режима, при котором углы наклона осей напряжений *P*, *N* и *T* составляют: $\gamma^1 > 30^\circ$, $\gamma^2 < 30^\circ$ и $\gamma^3 > 30^\circ$ [98, 126]. Нодальные плоскости в очагах, формирующихся в этих условиях, являются взбросами и надвигами (при углах наклона оси *P* в интервале $30 \div 45^\circ$) или сбросами (при углах наклона оси *T* в этом же интервале).

3.2. Структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных зон Загроса

Формированию репрезентативной выборки данных по системе Загрос способствовало то обстоятельство, что в пределах области 25÷40° с.ш. и 40÷60° в.д. эта геоструктура выражена линейной зоной относительно обособленного скопления землетрясений. Поскольку методика тектонофизической интерпретации механизмов очагов с применением способа построения стереографических моделей разных типов сейсмогенеза впервые была апробирована на материалах системы Загрос [48, 355], для обоснования достоверности полученных результатов вся выборка данных по этому объекту была разбита на две составляющие. Первая из них включала события до 2001 года включительно («основная» выборка – 100 очагов), вторая – все последующие землетрясения с 2002 года до настоящего времени («контрольная» или «верификационная» выборка – 23 очага). Отдельно для каждого временного интервала строились модели сейсмогенеза с целью последующего сопоставления результатов, полученных по двум «случайным» выборкам.

Общая характеристика сейсмотектонических условий региона. Анализ решений механизмов очагов землетрясений, локализованных в пределах Загроса, показал, с одной стороны, наличие широкого спектра деформационных режимов и кинематических обстановок в регионе, с другой – преобладание событий, возникших в обстановках субмеридионального сжатия (56 %). В этих условиях проявились преимущественно сдвиговый и взбросо-сдвиговый (29 % очагов «основной» выборки), а также взбросовый (27 %) деформационные режимы сейсмогенеза (таблица 3.1). Вторая в количественном отношении группа из анализируемой выборки (33 % от общего количества) указывает на наличие обстановок юго-западного-северовосточного сжатия. Возникновение сейсмогенных разрывов в очагах этих землетрясений происходило, главным образом, в условиях взбросового (20 %) и сдвигового (9 %) деформационных режимов [48].

Таким образом, большинство решений механизмов очагов отражает четыре типа сейсмогенеза, которые формируют сейсмотектонический климат региона и характеризуются:

- сдвиговым и близким к нему (взбросо-сдвиговым) деформационными режимами, обусловленными условиями субмеридионального (*1-й mun*) и юго-западного–северо-восточного (*4-й mun*) сжатия;

- взбросовым режимом, обусловленным условиями субмеридионального (2-й mun) и юго-западного–северо-восточного (3-й mun) сжатия (нумерация типов условна и отражает относительное количество очагов в анализируемой выборке).

Таблица 3.1. Количественное распределение очагов землетрясений системы Загрос по деформационным режимам и кинематическим обстановкам («основная» выборка)

Jaconucinioni	K	Vouunoottoo				
деформационные	Субмеридио-	Субмеридио- ЮЗ-СВ Субширот- ЮВ-С		ЮВ-СЗ	Онагов	
режимы	нального		ного		044108	
Сдвиговый	25	9		1	35	
Взбросо-сдвиговый	4	2			6	
Взбросовый	27	20	1	1	49	
Взбросо-сбросовый		2			2	
	Кинема					
Сбросо-сдвиговый	—		2	2	4	
Сбросовый	2		2		4	
Всего					100	

Каждый из типов сейсмогенеза можно представить в виде стереографической модели, отражающей деформационные режимы сейсмогенных зон, в пределах которых локализованы очаги соответствующего вида, и кинематические обстановки, обусловившие возникновение сейсмогенных разрывов тех или иных структурно-кинематических типов и направлений. За рамками указанных моделей осталась незначительная часть решений механизмов, которые трудно сгруппировать в статистически представительные выборки по идентичности их параметров. Тем не менее, попытки использования их в качестве индикаторов напряженнодеформированного состояния земной коры позволяют рассматривать большинство из них в качестве системных элементов сейсмогенеза региона. Часть из них имеет определенное сходство с полученными моделями основных обстановок. Такие очаги или их структурнокинематические парагенезисы условно можно отнести к соответствующему типу сейсмогенеза, рассматривая их в качестве элемента, отражающего локальные трансформации доминирующих полей напряжений. Оставшиеся очаги либо характеризуют обстановки, слабо проявленные в изучаемом регионе (например, сдвиговое землетрясение 13.04.1998 г., M=4.8, произошедшее в условиях юго-восточного–северо-западного сжатия), либо свидетельствуют о высоком уровне локальных трансформаций доминирующего поля напряжений, не позволяющем уверенно установить причастность очага к какому-либо из вышеуказанных типов сейсмогенеза.

Землетрясения, формирующиеся в разных обстановках, в пределах изучаемой территории распределены весьма неравномерно. В большинстве случаев можно локализовать участки проявления однотипных очагов, т. е. выделить сейсмогенные зоны, характеризуемые определенными деформационными режимами и кинематическими обстановками. При этом учитываются как особенности латерального распространения очагов тех или иных типов, так и ориентировки нодальных плоскостей, отождествляемых с реальными разрывами. Структурно-кинематическая характеристика этих сейсмогенных зон, как было отмечено выше, определяется параметрами стереографических моделей соответствующих парагенезисов.

Особенности проявления сейсмогенеза в обстановках меридионального сжатия. В данной кинематической обстановке в пределах Загроса формировались (приблизительно в равном соотношении) очаги землетрясений сдвигового и взбросового типов [48, 145, 355].

Сейсмогенез сдвигового типа (стереографическая модель и особенности пространственного распределения очагов). Последовательность составления и полученные параметры модели сейсмогенеза этого (1-го) типа детально рассмотрены в подразделе 1.3 в качестве иллюстрации применяемого способа интерпретации сейсмологических данных. В 2-x результате сопоставительного анализа сдвиговых структурно-кинематических парагенезисов субмеридионального сжатия (Pgla и $Pgl\delta$), близких по значениям основных параметров (рисунок 3.3 *a*, *б*), была обоснована модель сейсмогенеза, представленная системой крутопадающих правых сколов с простираниями соответственно 305° и 328°, которые условно (здесь и далее) могут быть обозначены как L- и R-сколы, указывая на положение нодальных плоскостей как в плоскости максимальных касательных напряжений (L-сколы), так и отклоняясь от нее в сторону оси сжатия (*R*-сколы) (рисунок 3.3 *в*). Ориентировки осей главных напряжений реконструированного поля составляют: *P*=172∠2° и *T*=82∠3° при субвертикальном положении промежуточной оси N. Реализация второй нодальной плоскости из Pgla (NP2 с простиранием $35 \div 40^{\circ}$, на модели – L') по левому сдвигу не противоречит полученному тензору напряжений и вполне вероятна, особенно на северо-западном фланге рассматриваемой зоны – в области ее пересечения с системой Анатолийских разломов северо-восточного простирания. Возникновение же сейсмогенных разрывов, соответствующих положению нодальной плоскости северо-восточной ориентировки в Pg16 (NP2 с простиранием 55÷60°), в данных условиях теоретически маловероятно.

К 1-му типу сейсмогенеза с некоторой долей условности также можно отнести четыре очага взбросо-сдвигового и два сбросо-сдвигового типов, сформировавшиеся в аналогичной обстановке.



Рисунок 3.3. Структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов в очагах и сейсмогенных зон стереографические модели сдвигового типа системы Загрос, сформировавшихся в обстановке субмеридионального сжатия – 1-й тип сейсмогенеза (в скобках – количество очагов из «основной» выборки): a, δ – парагенезисы Pgla (13) и $Pgl\delta$ (12) сдвиговых сейсмогенных разрывов; в – сводная стереографическая модель сейсмогенеза 1-го типа (25); г – парагенезис взбросо-сдвигового типа (4); д – механизмы очагов сбрососдвигового типа; е – верификационная модель по решениям механизмов очагов «контрольной» выборки (8). Условные обозначения: 1-4 – изолинии плотностей параметров решений механизмов очагов: осей максимального (1) и минимального (2) сжатия, полюсов нодальных плоскостей NP1 (3) и NP2 (4); 5-7 – проекции главных осей напряжений (5 – максимального, 6 – минимального сжатия, 7 – промежуточной); 8 – проекции усредненных (а) и единичных (б) нодальных плоскостей и векторов смещений (стрелка указывает направление перемещения лежачего крыла разрыва); 9 – проекции плоскостей размещения главных осей нормальных напряжений; 10 – то же самое для единичных очагов; 11-13 – проекции плоскостей вероятных сейсмогенных разрывов в моделях и их структурнокинематические типы – сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги (11), взбросы (12), надвиги (13); 14 - направление регионального сжатия. Примечание: все стереографические построения в главе 3 выполнены в проекции на нижнюю полусферу; здесь и далее номера нодальных плоскостей приведены по их нумерации в соответствующих каталогах.

Решения механизмов очагов взбросо-сдвигового типа во многом схожи, что позволяет объединить их в один структурно-кинематический парагенезис. Его параметры несколько отличаются от вышеописанной модели вследствие разворота тензора напряжений вокруг оси P, поэтому он приведен на отдельной стереограмме (рисунок 3.3 ϵ), отражающей обстановку субмеридионального сжатия с ориентировками осей напряжений: $P=165 \angle 0^\circ$, $N=255 \angle 44^\circ$, $T=75 \angle 44^\circ$. Плоскости, имеющие параметры $NP1=201 \angle 60^\circ$ и $NP2=311 \angle 60^\circ$ (азимут и угол падения), представляют собой соответственно правый и левый взбросо-сдвиги. Учитывая, что три из четырех указанных очагов тяготеют к вершине Аравийского Синтаксиса, вполне вероятно, что сейсмогенным разрывам в их решениях соответствуют нодальные плоскости северо-восточного простирания, согласующиеся с левосдвиговой и в некоторой степени – с палеосубдукционной природой Анатолийского разлома. В случае активизации NP2 в виде R-скола проекции осей P и T сместятся по часовой стрелке до положений P^1 и T^1 соответственно, характеризуя строго меридиональное направлений сжимающих напряжений (рисунок 3.3 ϵ).

Решения двух механизмов очагов, сформировавшихся в условиях сбросо-сдвиговых деформационных режимов, по своим основным параметрам почти удовлетворяют модели сейсмогенеза 1-го типа (рисунок 3.3 d). Незначительное (несколько градусов) увеличение угла наклона оси P и, соответственно, отклонение оси T от субширотного положения могут быть обусловлены либо локальными трансформациями структурообразующего поля напряжений, либо неоднородностями вмещающей очаг среды, предопределившими ориентировку сейсмогенного разрыва.

Землетрясения сдвигового типа, возникшие в условиях меридионального сжатия, а также очаги, близкие к ним по пространственно-кинематическим параметрам, локализованы (хоть и неравномерно) вдоль внешней части северо-восточного фланга Аравийского Синтаксиса (рисунок 3.4 *a*). Они образуют протяженную (более 2000 км) правосдвиговую сейсмогенную зону северо-западного простирания, при этом сейсмогенные разрывы, вероятнее всего, имеют аналогичную ориентировку. Значительное количество очагов находится также в области сочленения системы Загрос с зонами Анатолийских разломов, где возможна реализация сейсмогенных разрывов как общезагросского (северо-западного), так и северо-восточного простирания, соответствующего положению Анатолийской зоны.

Суммарный каталог землетрясений данного типа содержит наибольшее количество (шесть) катастрофических событий с *M*≥6.0, вызвавших разрушения зданий и сооружений и повлекших многочисленные человеческие жертвы. Они приурочены как к области сочленения системы Загрос с зоной Анатолийского разлома (24.11.1976 г., *M*=6.1; 30.10.1983 г., *M*=6.9; 08.03.2010 г., *M*=6.1), так и к юго-восточному флангу Загроса (03.05.1989 г., *M*=6.2; 01.03.1994 г., *M*=6.0; Каребасское землетрясение 06.05.1999 г., *M*=6.3).



Рисунок 3.4. Особенности площадного распределения И структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных разрывов, сформировавшихся в разных кинематических обстановках в пределах системы Загрос: *а*, *б* – субмеридионального сжатия (1-й сдвиговый и 2-й взбросовый типы сейсмогенеза, соответственно), в, г – юго-западного-северо-восточного сжатия (3-й взбросовый и 4-й сдвиговый типы), *д* – юго-восточного-северо-западного сжатия (5-й сдвиговый тип). Условные обозначения: 1 – очаги землетрясений (а – соответствующего типа «основной» выборки, δ – соответствующего типа из «контрольной» выборки, δ – иных типов); 2 – сейсмогенные разрывы (a – сдвиги и направления смещений по ним, δ – взбросы и надвиги, бергштрихи указывают направление падения разрывов); 3-5 – границы сейсмогенных зон (3 – 1-го и 4-го типов, 4 – 2-го типа, 5 – 3-го типа, бергштрихи указывают направление падения зон). На врезках: магнитуда землетрясения и структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных разрывов в очаге. Большие стрелки – направление регионального сжатия.

Сейсмогенез взбросового типа (стереографическая модель и особенности пространственного распределения очагов). Как и в предыдущем случае, последовательность составления и полученные параметры модели этого (2-го) типа детально рассмотрены в подразделе 1.3. Там же отмечено, что группа взбросовых землетрясений, сформировавшихся в

условиях субмеридионального сжатия, не столь однородна (в сравнении с очагами сдвигового типа) по распределению параметров решений механизмов и допускает разные варианты их интерпретации (рисунок 3.5 *а-в*).



Рисунок 3.5. Структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов в очагах и стереографические модели сейсмогенных зон взбросового типа системы Загрос, сформировавшихся в обстановке субмеридионального сжатия – 2-й тип сейсмогенеза (в скобках – количество очагов): a – сводная стереограмма распределения полюсов нодальных плоскостей в механизмах очагов 2-го типа (27); δ , e – парагенезисы Pg2a (14) и $Pg2\delta$ (13) взбросовых сейсмогенных разрывов; z – сводная стереографическая модель сейсмогенеза 2-го типа (27); δ – верификационная модель по решениям механизмов очагов «контрольной» выборки (7); e – согласованность проекций осей напряжений одной группы взбросовых очагов с нодальными плоскостями другой группы. Условные обозначения см. на рисунке 3.3.

В итоге была обоснована возможность идентификации совокупностей однотипных нодальных плоскостей как субширотных разрывов с южным падением, удовлетворяющих модели с параметрами: $P=186 \ge 8^\circ$, $T=50 \ge 78^\circ$, $N=277 \ge 8^\circ$. При этом сколы, имеющие более крутой угол падения ($193 \ge 54^\circ$), характеризуются как взбросы, а более пологие ($202 \ge 28^\circ$) – как надвиги одного структурно-кинематического парагенезиса (рисунок 3.5 *г*). В этой же модели отражены и нодальные плоскости с северным падением (NP2(2a) – обозначены как L'-скол), в то время как активизация NP1(26) из рисунка 3.5 *a* в указанных условиях теоретически маловероятна.

Еще одним фактором, усложняющим построение унифицированной модели данного типа, является то обстоятельство, что ориентировки осей нормальных напряжений некоторых отдельных решений механизмов очагов совпадают с плоскостями максимальных касательных напряжений, соответствующих положению разрывов в иных очагах, формируемых в близких кинематических условиях. Подобное соотношение однотипных систем напряжений и разрывов взбросового типа иллюстрирует рисунок 3.5 *e*, на котором показаны результаты решений механизмов очагов х землетрясений из «контрольной» выборки. Приведенные примеры отражают особенности изменения напряженно-деформированного состояния среды, когда поле напряжений меняет свою ориентировку (в вертикальной плоскости) на 45°. Более подробно этот феномен будет рассмотрен в заключительной части данной главы.

Очаги взбросовых землетрясений, сформировавшихся в кинематической обстановке субмеридионального сжатия, локализованы в пределах нескольких относительно узких непротяженных зон субширотной ориентировки, косопоперечных по отношению к основной сейсмогенной зоне общезагросского направления (рисунок 3.4 б). Вероятно, взбросовые (взбросо-надвиговые) разрывы в очагах землетрясений данного типа можно отнести к разряду компенсационных структур, которые образуются в зоне динамического влияния сдвиговой шовной структуры Загрос в обстановках, когда возможности релаксации напряжений путем пластических деформаций и перемещений вдоль сдвигов полностью исчерпаны. Тем не менее, четыре землетрясения этого типа с M>6,0 (включая «контрольную» выборку) имели катастрофический характер, обусловивший многочисленные жертвы И разрушения (07.12.1988 г., М=6.8; 22.06.2002 г., М=6.2; 27.11.2005 г., М=6.1; 23.11.2011 г., М=7.1). Три из них (в том числе одно из самых сильных землетрясений в Турции за последние годы с *M*=7.1) произошли в последнее десятилетие [519-521].

Особенности проявления сейсмогенеза в обстановках юго-западного-северовосточного сжатия. В этих условиях в пределах Загроса также формировались землетрясения, характеризуемые взбросовым (3-й тип) и, в меньшей степени, сдвиговым (4-й тип) деформационными режимами [48, 145, 355].

(стереографическая Сейсмогенез взбросового типа модель и особенности пространственного распределения очагов). Параметры решений (ориентировки осей Р и Т, плоскостей) взбросовых элементы залегания нодальных очагов, обусловленных субгоризонтальным сжатием юго-западного-северо-восточного направления, образуют вполне компактные скопления на стереограмме, позволяя уверенно отнести их к одному структурнокинематическому парагенезису (рисунок 3.6 a) и, следовательно, отразить в виде одной стереографической модели (рисунок 3.6 б).

138

Построенная модель характеризуется следующими значениями: ориентировки осей напряжений составляют $P=39 \angle 12^\circ$, $T=266 \angle 72^\circ$, $N=132 \angle 10^\circ$; одна из нодальных плоскостей NP2 представляет собой левый сдвиго-надвиг (надвиг с небольшой левосдвиговой составляющей), падающий в юго-западном направлении (элементы залегания $205 \angle 31^\circ$), вторая (NP1) идентифицируется как взброс противоположного падения ($51 \angle 58^\circ$). Поскольку плоскостей в качестве условного *R*-скола не повлияет существенным образом на ориентировку структурообразующих осей напряжений, а только приведет к некоторому изменению углов их наклона по отношению к земной поверхности.



Рисунок 3.6. Структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов в очагах и стереографические модели сейсмогенных зон взбросового типа, сформировавшихся в обстановке юго-западного-северо-восточного сжатия – 3-й тип сейсмогенеза (в скобках – количество очагов): a – парагенезис взбросовых сейсмогенных разрывов (20), δ – сводная стереографическая модель сейсмогенеза 3-го типа (20); e – механизмы очагов взбросо-сбросового типа; z – верификационная модель по «контрольной» выборке (1). Условные обозначения см. на рисунке 3.3.

Полученной модели удовлетворяют более 20 % идентифицированных очагов системы Загрос. Они распределены относительно неравномерно и локализованы на юго-восточном фланге, а также (в меньшей мере) в центральной части изучаемой геоструктуры (рисунок3.4 *в*), образуя зону северо-западного простирания, пространственно совпадающую с основной

областью проявления правосдвиговых сейсмогенных деформаций (рисунок 3.4 *a*). Хотя простирание обеих плоскостей данной модели согласуется с ориентировкой сейсмогенной зоны, в случае однонаправленного разрыва в очаге наиболее вероятной является активизация *NP1* (взброс северо-восточного падения), пространственно-кинематические параметры которой соответствуют положению зоны палеосубдукции Аравийской плиты под Евразийский континент. При этом сдвиговая зона Загроса (1-го типа) как бы «подпирает» последнюю со стороны Евразии, ограничивая область распространения взбросовых очагов пределами внутреннего (по отношению к Аравии) северо-восточного края Аравийского синтаксиса (см. ниже – рисунок 3.11).

В обстановке юго-западного-северо-восточного сжатия формировались и землетрясения, характеризующиеся взбросо-сбросовым деформационным режимом. В анализируемой выборке выделяется всего два очага такого типа (05.03.1983 г., M=5.2; 28.03.2001 г., M=4.7). Их решения практически симметричны относительно центра стереограммы, будучи развернутыми по оси N одно относительно другого приблизительно на 90° (рисунок 3.6 *в*). Ввиду значительного разброса параметров решений, эти очаги не могут быть объединены в один структурнокинематический парагенезис. Они отражают локальные трансформации структурообразующего поля взбросового типа, происходящие путем разворота тензора напряжений вдоль линии осей N_1 - N_2 (рисунок 3.6 в). При этом неизменным остается направление сжатия (~220° \leftrightarrow ~40°) и ориентировка сейсмогенных разрывов, которым соответствуют нодальные плоскости NP1(1) и *NP1(2)*. Последние представляют собой субвертикальные взбросы северо-западного простирания, согласующегося с ориентировкой зоны локализации очагов 3-го типа (на рисунке 3.4 в). Субгоризонтальные плоскости NP2(1) и NP2(2) в качестве возможных сейсмогенных разрывов не рассматриваются.

Из числа землетрясений данного типа только одно характеризуется магнитудой *M*=6.0 – 22.04.1976 г. (из «контрольной» выборки). Оно локализовано на юго-восточном фланге системы Загрос; сейсмогенный разрыв в очаге идентифицирован как взброс общезагросского простирания с падением на северо-восток, что согласуется с пространственно-кинематическими характеристиками остальных очагов этого типа.

Сейсмогенез сдвигового типа (стереографическая модель и особенности пространственного распределения очагов). Особенности распределения на стереограмме параметров очагов этого (4-го) типа также позволяют выделить два структурно-кинематических парагенезиса, крутопадающие нодальные плоскости которых имеют субширотное и субмеридиональное простирания, а оси сжатия и растяжения ориентированы в диагональных направлениях: для $Pg4a - P=42\angle 6^\circ$, $T=135\angle 14^\circ$; для $Pg46 - P=201\angle 22^\circ$, $T=115\angle 13^\circ$ (рисунок 3.7 *а*, *б*, соответственно). Поскольку рассматриваемые очаги локализованы главным образом в

пределах относительно узкой зоны субширотного простирания (рисунок 3.4 *г*), наиболее вероятно, что сейсмогенным разрывам соответствуют нодальные плоскости, ориентированные в широтном направлении.

На сводной стереографической модели эти плоскости интерпретируются как левосдвиговые сколы одного парагенезиса с ориентировками приблизительно 90 и 70° соответственно (рисунок 3.7 *в*). Положение осей напряжений при этом определяется параметрами парагенезиса 4a: $P=42 \angle 6^\circ$, $T=135 \angle 14^\circ$. В этих же условиях, в принципе, возможно образование и правосдвиговых сейсмогенных разрывов меридиональной ориентировки (обозначенных как L'-сколы).



Рисунок 3.7. Структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов в очагах и стереографические модели сейсмогенных зон сдвигового типа системы Загрос, сформировавшихся в обстановке юго-западного-северо-восточного сжатия – 4-й тип сейсмогенеза (в скобках — количество очагов): a, δ – парагенезисы Pg4a (6) и $Pg4\delta$ (3) сдвиговых сейсмогенных разрывов; e – сводная стереографическая модель сейсмогенеза 4-го типа (9); c – парагенезис сбросо-сдвигового типа (2); δ – механизмы очагов взбросо-сдвигового типа; e – верификационная модель по решениям механизмов очагов «контрольной» выборки (2). Условные обозначения см. на рисунке 3.3.

В количественном отношении оба сдвиговых парагенезиса юго-западного-северовосточного сжатия представлены примерно одинаково. Однако единственное землетрясение, магнитуда которого превышает 6.0 (11.08.1988 г., *M*=6.1), удовлетворяет указанной обстановке в случае реализации сейсмогенного разрыва по типу левосдвигового *R*-скола. Добавим, что, несмотря на субширотную ориентировку сейсмогенных разрывов в очагах 4-го типа, последние не являются структурно-кинематическими аналогами разрывов в пределах расположенной севернее субширотной Северо-Анатолийской зоны, активизация которой обусловлена обстановками юго-восточного-северо-западного сжатия и характеризуется правосдвиговыми смещениями.

В аналогичной обстановке (юго-западного–северо-восточного сжатия) было реализовано два землетрясения сбросо-сдвигового типа (06.12.1988 г., *M*=5.6; 02.04.1989 г., *M*=5.0), весьма близких по параметрам решений механизма очага, что позволило объединить их в один парагенезис (рисунок 3.7 г). Как и в сдвиговых очагах этого типа, положению реального разрыва, по-видимому, соответствует вторая нодальная плоскость (*NP2*), идентифицируемая как относительно пологий левый сдвиг с элементами залегания 346∠36°.

Усложняющим данную модель сейсмогенеза элементом можно считать и единичные землетрясения взбросо-сдвигового типа (30.04.1999 г., M=4.8; 01.05.2000 г., M=4.5), сформировавшиеся в условиях юго-западного–северо-восточного сжатия. Они отражают локальные трансформации поля напряжений сдвигового типа. При этом решения очагов почти симметричны относительно центра стереограммы, будучи развернутыми одно относительно другого, но с сохранением направления сжимающих напряжений ~220° \leftrightarrow ~40° (рисунок 3.7 *d*).

Таким образом, около 90 % имеющихся решений механизмов очагов исследуемой территории можно аппроксимировать четырьмя типами стереографических моделей, которые отражают основные деформационные режимы и кинематические обстановки сейсмогенного разрывообразования в регионе и являются критериями для структурно-кинематической идентификации сейсмогенных разрывов и зон, в пределах которых локализованы очаги определенного типа (рисунок 3.8).

Как будет показано ниже, эти модели отражают доминирующие кинематические обстановки, предопределенные особенностями строения и геодинамического развития системы Загрос [207, 386, 455-457, 518 и др.]: а) проявления сейсмогенеза, обусловленного условиями меридионального сжатия, указывают на продолжающееся в настоящее время движение Аравийской плиты в северном направлении; б) наличие очагов юго-западного–северовосточного сжатия вызвано влиянием на изучаемую территорию процессов дивергенции в пределах Красноморского рифта, вследствие чего Аравийский полуостров перманентно «напирает» на Евразию в северо-восточном направлении. Количественное соотношение идентифицированных очагов землетрясений (в т. ч. катастрофических), сформировавшихся в результате этих геодинамических обстановок (58% и 29% соответственно от общей выборки, включая «верификационную»), свидетельствует о преобладающем влиянии первого из указанных факторов на процессы сейсмогенеза в регионе.



Рисунок 3.8. Стереографические модели, структурно-кинематическая положение И идентификация основных сейсмогенных зон системы Загрос, сформировавшихся R обстановках субмеридионального (а) и юго-западного-северо-восточного (б) сжатия (по магнитуда землетрясения структурно-кинематическая [355]). На врезках: и идентификация разрывов в очаге (красные – сдвиги, синие – взбросы и надвиги); большие стрелки – направления регионального сжатия, установленные при реконструкции обстановок сдвиговых (красные) и взбросовых (синие) парагенезисов сейсмогенных разрывов.

Верификация моделей сейсмогенеза и параметров кинематических обстановок сейсмогенного разрывообразования. Для верификации полученных результатов (моделей сейсмогенеза) использованы данные из «верификационной» («контрольной») выборки. Проверка осуществлялась: а) путем построения «верификационных» моделей – при наличии нескольких решений механизмов данного типа с незначительным разбросом их параметров; б) сравнением параметров «основных» и «верификационных» моделей, соответствующих одному типу сейсмогенеза; в) анализом пространственной приуроченности очагов «контрольной» выборки к зонам сейсмогенеза соответствующих типов. При построении «верификационных» моделей применялись те же приемы, что и при создании моделей с использованием данных «основной» выборки.

Результаты разбраковки очагов по деформационным режимам и кинематическим обстановкам формирования показали, что из 23-х событий «контрольной» выборки к вышеописанным четырем типам сейсмогенеза относится 18 землетрясений (таблица 3.2). Остальные пять очагов вместе с их единичными аналогами из «основной» выборки отражают условия юго-восточного-северо-западного сжатия, что позволило дополнительно обосновать

еще два типа сейсмогенеза (сдвиговый и взбросовый) и даже построить модель одного из них (см. ниже).

Сравнение значений параметров «основных» стереографических моделей (рисунки 3.3 e, 3.5 c, 3.6 δ , 3.7 e) и их «верификационных» аналогов (рисунки 3.3 e, 3.5 d, 3.6 c, 3.7 e) для доминирующих типов сейсмогенеза показало высокую сходимость построений даже в тех случаях, когда в основу «верификационных» моделей было заложено минимальное количество механизмов очагов из «контрольной» выборки (один – для 3-го типа, два – для 4-го). Расхождение (Δ°) в ориентировках (азимут/угол падения) структурообразующих осей сжатия составило 7÷21°; разница же в направлении действия оси P без учета угла падения (указана в скобках) не превышает 12° (таблица 3.2). Указанные величины не выходят за пределы отклонений, допустимых при сейсмологическом решении механизма очага.

Таблица 3.2. Сравнение параметров «основных» и «верификационных» моделей сейсмогенеза

і енеза	Модели по	Элементы з	алегания (азимут	Ориентиро осей нат	Леформа-				
Е выборкам падения—угол падения, град) и структурно- (количество кинематический тип основных сейсмогенных разрывов уд очагов) (слева — наиболее вероятных, справа — возможных)							Т	ционный режим	
1	Основная (25)	305-Ю3-88 37-С3-88	правый сдвиг (L) левый сдвиг (L')	328-Ю3-88	правый сдвиг (<i>R</i>)	172/02°	82/03°	Сиригорый	
1	Верификация (8)	304-CB-78 34-C3-82	правый сдвиг (L) левый сдвиг (L')	325-CB-82	правый сдвиг (<i>R</i>)	167/14°	258/03°	Сдвиговый	
						Δ=13° (5°)	Δ=7° (4°)		
	Основная (27)	283-Ю-54	взброс (L)	292-ЮЮЗ-28	надвиг (R)	186/08°			
2	Верификация (7)	286-Ю3-65	взброс (L)	302-ЮЮ3-24	надвиг (<i>R</i>)	198/19°		Взбросовый	
	Основная (20)	321-CB-58	взброс (L)	295-ЮЗ-34	надвиг (L')	39/12°		Взбросовый	
3	Верификация (1)	310-CB-49	взброс (L)	321-Ю3-41	надвиг (<i>L</i> ′)	45/05°			
						Δ=9° (6°)			
4	Основная (9)	91-C-84	левый сдвиг (L)	70-CC3-80	левый сдвиг (<i>R</i>)	42/06°	135/14°		
	Верификация (2)	106-90	левый взбросо- сдвиг (L)	88-C-76	левый взбросо-сдвиг (<i>R</i>)	54/24°	158/24°	Сдвиговый	
						Δ=21° (12°)	Δ=25° (23°)		

Верификация кинематических обстановок сейсмогенеза в пределах системы Загрос выполнялась также путем обработки данных «основного» каталога с применением программы WinTENSOR. А.В. Муровской были построены и проинтерпретированы стереограммы векторов подвижек и проекций главных осей региональных полей напряжений по очагам землетрясений, реализовавшихся в условиях субмеридионального и юго-западного–северо-восточного сжатия (рисунок 3.9). В исходные данные программы WinTENSOR по каждому механизму включались обе нодальные плоскости (без идентификации реального разрыва), поэтому на стереограммах количество векторов подвижек вдвое больше, чем обработанных механизмов. Полученные при
ручной и машинной обработке ориентировки главных осей напряжений, в основном, согласуются между собой. При некоторых расхождениях результатов интерпретации предпочтение было отдано первому подходу как менее формализованному, позволяющему производить дифференциацию и анализ данных с учетом геологических факторов [355].



Рисунок 3.9. Стереограммы векторов подвижек и осей напряжений 1-го-4-го типов сейсмогенеза (номера типов указаны в правых верхних углах), построенные с применением программы WinTENSOR (по [355], сост. А.В. Муровская). Условные обозначения: 1-3 - проекции осей напряжений P (1), T (2),Ν **(3)**; 4 _ направления регионального сжатия; 5 – направления регионального растяжения.

Пространственное распределение очагов «контрольной» выборки, отнесенных к тому или иному типу, хорошо согласуется и с положением соответствующих зон сейсмогенеза (рисунок 3.4), геометризованных по данным «основного» каталога. Это также подтверждает корректность применения данного методического подхода и свидетельствует о качественном выполнении стереографических построений.

Таким образом, большинство очагов «контрольной» выборки по своим параметрам и местоположению соответствуют построенным моделям основных четырех типов сейсмогенеза и локализовано в пределах зон, характеризуемых этими моделями. Остальным пяти землетрясениям «контрольной» выборки соответствуют единичные очаги «основного» каталога, что позволило обосновать наличие и определить параметры еще двух типов сейсмогенеза (см. ниже), отнесенных к разряду слабопроявленных ввиду малого количества решений механизмов очагов, характеризующих обстановки его формирования.

Слабопроявленные типы сейсмогенеза. К этой категории отнесены типы землетрясений, которые имеют ограниченное распространение и играют второстепенную роль в сейсмотектоническом процессе исследуемой территории. Это – несколько очагов «основной»

выборки, сформировавшихся в разных кинематических обстановках, иногда не поддающихся унификации ввиду статистической непредставительности соответствующих событий.

Прежде всего, следует отметить землетрясения сдвигового (13.04.1998 г., М=4.8) и взбросового (05.08.1998 г., M=4.9) типов (из «основной» выборки), отражающие наличие условий юго-восточного-северо-западного сжатия. Первое из них (P=136∠14°, T=228∠8°, N=345∠74°, деформационный режим — сдвиговый), локализованное в области сочленения системы Загрос и зон Анатолийских разломов, по-видимому, представляет собой активизировавшийся фрагмент Северо-Анатолийского разлома. В пользу этого свидетельствует пространственно-кинематическая характеристика одной ИЗ нодальных плоскостей, идентифицируемой как субвертикальный правый сдвиг широтного простирания. Следует отметить, что «контрольная» выборка включает в себя еще три землетрясения подобного типа. Два из них (25.03.2004 г., M=5.0 и 28.03.2004 г., M=5.3) локализованы в непосредственной близости от очага 13.04.1998 г. (рисунок 3.4 д) и по решениям механизмов являются полным его аналогом – расхождения в их параметрах составляют всего несколько градусов. Это позволило объединить их в один парагенезис сейсмогенных разрывов (рисунок 4.10 a) и обосновать 5-й тип сейсмогенеза (сдвиговый, в обстановке юго-восточного-северо-западного *сжатия*), параметры модели которого составляют: $P=138 \ge 12^{\circ}$, $T=230 \ge 2^{\circ}$, $N=324 \ge 76^{\circ}$, *NP2*=5∠81°, *NP1*=273∠81° (рисунок 3.10 б).

Третье землетрясение (точнее два толчка с M=6.5 и M=6.4, последовавших один за другим с интервалом менее 10 мин) произошло 11.08.2012 г. в Северо-Западном Иране к востоку от предыдущих (рисунок 3.4 *d*). Оно вызвало сильные разрушения населенных пунктов (Ахар, Варазкан, Хариз); число жертв среди населения превысило 300 человек, более 2 тыс. получили ранения. В течение двух суток после основного толчка было зарегистрировано 25 афтершоков с $M \ge 4,1$ [520]. Параметры решения механизма этого очага (рисунок 3.10 *в*): деформационный режим – сдвиговый, $P=308 \angle 24^\circ$, $T=48 \angle 21^\circ$, $NP2=179 \angle 57^\circ$ (правый сдвиг) – также можно считать вполне удовлетворяющими условиям полученной модели сейсмогенеза 5-го типа.

В решении механизма очага 05.08.1998 г. ($P=123 \angle 28^{\circ}$, $T=331 \angle 59^{\circ}$, $N=220 \angle 12^{\circ}$, деформационный режим – взбросовый) положение оси сжатия на стереограмме почти совпадает с таковой сдвигового землетрясения 13.04.1998 г., указывая на определенную общность условий их формирования. Сейсмогенному разрыву соответствует крутопадающая нодальная плоскость северо-восточного простирания, характеризуемая как взброс с элементами залегания $133 \angle 74^{\circ}$ (Ne1 на рисунке 3.10 *г*). В условиях юго-восточного–северо-западного сжатия также реализовались два разрушительных (с человеческими жертвами) землетрясения, содержащиеся в «контрольной» выборке (Ne2 и Ne3 на рисунке 3.10 *г*). Одно из них с M=6.0

произошло на территории Западного Ирана 31.03.2006 г., второе с *M*=6,1 – 10.09.2008 г. на побережье Южного Ирана. Сейсмогенные разрывы в очагах этих землетрясений реализовались как взбросы северо-восточного простирания. Подобие кинематических обстановок формирования всех трех очагов позволяет обосновать еще один – *6-й тип сейсмогенеза* (взбросовый, в обстановке юго-восточного-северо-западного сжатия), однако построение стереографической модели этого типа затруднительно ввиду малого количества подобных событий и существенного разброса параметров решений механизмов их очагов (рисунок 3.10 г).



Рисунок 3.10. Слабопроявленные типы сейсмогенеза (в скобках – количество очагов): a – парагенезис сдвиговых сейсмогенных разрывов, сформировавшихся в обстановке юговосточного-северо-западного сжатия (3); δ – стереографическая модель сейсмогенеза 5-го muna (3); e – механизм очага разрушительного землетрясения 11.08.2012 г.; r – основные параметры очагов взбросового типа, сформировавшихся в обстановке юго-восточного-северо-западного сжатия (δ - \tilde{u} mun ce \tilde{u} смогенеза); δ – основные параметры очагов сбросового типа, сформировавшихся в обстановке юго-восточного-северо-западного сжатия (δ - \tilde{u} mun ce \tilde{u} смогенеза); δ – основные параметры очагов сбросового типа, сформировавшихся в обстановке субмеридионального растяжения (элементы с индексом 1 – 02.02.1985 г., с индексом 2 – 27.03.1985 г.); e – то же самое, для очагов субширотного растяжения (с индексом 1 – 23.07.1981 г., с индексом 2 – 21.08.1998 г.). Условные обозначения см. на рисунке 3.3.

Очаги землетрясений *сбросового типа* рассредоточены вдоль внешнего (по отношению к Аравии) края системы Загрос, отражая наличие разрывов в теле Евразийской плиты, формирующихся под воздействием разноориентированных полей напряжений. Параметры решений механизмов очагов этих землетрясений весьма разнятся между собой, что не позволяет обосновать наличие устойчивых обстановок растяжения и воплотить это в виде

статистически обеспеченной модели сейсмогенеза сбросового типа. Тем не менее, можно отметить некоторые особенности проявления этой немногочисленной группы очагов:

- два землетрясения (02.02.1985 г. и 27.03.1985 г.) реализовались в условиях субмеридионального, два (23.07.1981 г. и 21.08.1998 г.) – в обстановке субширотного растяжения (рисунок 3.10 *д*, *e*, соответственно);

- при уровне магнитуд, соответствующем среднему показателю по региону (*M*=4.4÷5.6), сбросовые землетрясения характеризуются бо́льшими глубинами очагов – от 33 до 52 км, что превышает средние глубины проявления сейсмогенеза в пределах Загроса и отражает, повидимому, особенности локальных деформационных обстановок на отдельных участках границы земная кора–мантия.

Особенности проявлений сейсмогенеза системы Загрос как отражение региональной геодинамики. Анализ пространственного распределения 4-х основных типов сейсмогенеза показал, что соответствующие этим типам очаги землетрясений локализованы в пределах зон разной ориентировки и протяженности (рисунки 3.8, 3.11).



Рисунок 3.11. Схема основных сейсмогенных зон системы Загрос, обусловленных обстановками субмеридионального (1 – сдвиговые, 2 – взбросовые) и юго-западного–северовосточного сжатия (3 – сдвиговые, 4 – взбросовые); большие парные стрелки – направления регионального сжатия.

Выполненная структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных зон системы Загрос позволяет уточнить некоторые аспекты сейсмотектоники и геодинамики изучаемого сегмента альпийского Средиземноморского складчатого пояса и более детально осветить некоторые особенности сейсмогенеза как такового, в частности: а) особенности сейсмического разрывообразования как отражение регионального напряженно-деформированного состояния тектоносферы; б) виды трансформаций структурообразующих полей напряжений в процессе сейсмотектогенеза.

Стереографические модели основных типов сейсмогенеза характеризуют в основном две доминирующие кинематические обстановки – субмеридионального и диагонального (югозападного–северо-восточного) сжатия, обусловленные геодинамическими особенностями изучаемой территории. Первая из этих обстановок отражает продолжающееся в настоящее время движение Аравийской плиты в северном направлении. В то же время возникновение условий юго-западного–северо-восточного сжатия, по-видимому, вызвано процессами дивергенции в пределах Красноморского рифта, вследствие чего Аравийский полуостров перманентно «напирает» на Евразию в северо-восточном направлении.

Проявление указанных обстановок в виде дискретных событий – землетрясений того или иного типа – свидетельствует о том, что рассматриваемая геодинамическая система постоянно находится в состоянии неустойчивого равновесия, подвергаясь сжатию в разных направлениях. При этом ее современные деформации, в частности сейсмогенные разрывы, отражают не суммарное воздействие указанных типов полей напряжений как некоего результирующего поля, а поочередное преобладание напряжений одного типа поля над другим.

В этой связи обращает на себя внимание то обстоятельство, что ориентировки осей нормальных напряжений одних типов сейсмогенеза совпадают с направлениями максимальных касательных напряжений, соответствующих положению разрывов в системах иного типа (и наоборот). Особенно наглядно это проявляется во взаимоотношении сдвиговых деформаций, примером чему могут служить модели сейсмогенеза 1-го и 4-го типов (рисунки 3.3 *в* и 3.7 *в*). Принципиальную возможность подобного соотношения однотипных систем напряжений и разрывов взбросового типа иллюстрирует также рисунок 3.5 *е*, где показаны результаты решений механизмов очагов некоторых землетрясений «контрольной» выборки. Приведенные примеры отражают особенности изменения напряженно-деформированного состояния среды, когда оси сжатия-растяжения одних очагов соответствуют положению нодальных плоскостей других.

Вышесказанное предполагает возможность наличия определенной иерархии структурообразующих систем напряжений, определяющих кинематические обстановки в пределах тех или иных регионов и особенности их локальных (также вполне закономерно проявляемых) трансформаций в процессе сейсмотектогенеза, которые обеспечивают многообразие деформационных режимов разрывообразования. Анализируемый в настоящей работе материал не содержит явных критериев для определения, какая из обстановок

149

(меридионального или юго-западного-северо-восточного сжатия) является первичной, а какая – вторичной, производной от первой. В то же время геодинамические предпосылки для их возникновения достаточно очевидны, что позволяет на данном этапе исследований считать указанные региональные обстановки условно равнозначными и принять каждую из них в качестве отправной точки в цепях последовательных трансформаций структурообразующих (в том числе сейсмогенерирующих) полей напряжений (рисунок 3.12).



Рисунок 3.12. Предполагаемая последовательность трансформаций сейсмогенерирующих систем напряжений в пределах системы Загрос в обстановках субмеридионального (*a*) и югозападного-северо-восточного (*б*) сжатия.

Определенные трудности возникают и при выборе деформационного режима, который можно рассматривать в качестве первичного в условиях тех или иных обстановок. Если в первом случае (рисунок 3.12 a) вполне определенно можно полагать, что таковым является сдвиговый режим, то во втором (рисунок 3.12δ) подобное утверждение выглядит весьма сомнительным ввиду локального распространения очагов данного типа.

Вследствие этого критериями выделения исходных (доминирующих) условий и деформационных режимов послужили опять-таки региональные геодинамические факторы, а также особенности латерального распространения очагов тех или иных типов на изучаемой территории и их количественные соотношения. Так, двойственная геодинамическая природа системы Загрос (правосдвиговая и взбросо-надвиговая) дает основание считать именно эти обстановки основными (субмеридионального сжатия, сдвиговый деформационный режим; югозападного-северо-восточного сжатия, взбросовый режим), на фоне которых происходят последующие трансформации полей напряжений. Об этом же свидетельствуют практически повсеместный характер распространения очагов соответствующих (1-го и 3-го) типов в

пределах системы Загроса на фоне локального проявления зон сейсмогенеза иных типов (рисунки 3.4, 3.8).

В первом случае, отражающем напряженно-деформированное состояние изучаемой геодинамической системы в результате современных перемещений Аравийской плиты в северном направлении, усложнение типов деформационных режимов (от сдвиговых к взбросои сбросо-сдвиговым и далее к взбросовым) реализуется в обстановке субмеридионального сжатия (рисунок 3.12 а). Трансформации систем напряжений происходят, главным образом, путем «опрокидывания» этих систем по отношению к горизонту таким образом, что оси сжатия угол падения, сохраняя свою ориентировку относительно сторон света. изменяют Неупорядоченная локализация взбросо- и сбросо-сдвиговых очагов землетрясений вдоль внешней (северо-восточной) части системы Загрос и в области ее сочленения с зонами Анатолийских разломов, а также высокая степень их сходства с очагами, формирующимися в условиях сдвиговых деформационных режимов, позволяет считать их результатом локальных трансформаций сдвигового поля напряжений (рисунок 3.12 *a*). В то же время латеральная упорядоченность в распределении очагов землетрясений 2-го (взбросового) типа сейсмогенеза в виде компактных, косопоперечных по отношению к системе Загрос зон субширотной ориентировки (рисунок 3.11) может свидетельствовать о регионально-избирательном характере взбросового поля. При этом взбросо-надвиговые разрывы в очагах данного типа можно отнести к разряду «компенсационных» структур, которые образуются в зоне динамического влияния сдвигового (1-го) типа в обстановках, когда возможности релаксации напряжений путем пластических деформаций и перемещений вдоль сдвигов полностью исчерпаны. Косвенным подтверждением подобной взаимосвязи между проявлениями сейсмогенеза 1-го и 2-го типов является наиболее часто наблюдаемая последовательность реализации землетрясений этих типов непосредственно друг за другом (23 %). Кроме того, преимущественно землетрясения этих типов достигают магнитуд с M=6.0÷7.1 (6 и 4 события соответственно), в то время как среди землетрясений 3-го и 4-го типов только два очага характеризуются величинами M=6.0÷6.1 (по одному событию). Данное обстоятельство и значительное преобладание в количественном отношении идентифицированных очагов 1-го и 2-го типов, сформированных в обстановках субмеридионального сжатия, свидетельствует о том, что из двух основных региональных факторов, обусловивших процесс сейсмогенеза в регионе, доминирующим является первый из них – продолжающееся перемещение Аравийской плиты в северном направлении.

Что касается региональных обстановок юго-западного-северо-восточного сжатия, обусловленных влиянием процессов дивергенции Красноморского рифта на изучаемую территорию, то они предопределили вполне устойчивый характер проявления взбросового тектогенеза 3-го типа на всем протяжении системы Загроса, кроме ее северо-восточного фланга и области сочленения с зонами Анатолийских разломов (рисунки 3.11, 3.12 *б*). Последнее обстоятельство отражает общее ослабление интенсивности поля напряжений данного типа с юго-востока на северо-запад, выражающееся также в уменьшении количества соответствующих очагов землетрясений в этом направлении.

Регионально-избирательное проявление сейсмогенеза 4-го типа является следствием перестройки основного (взбросового) поля напряжений юго-западного–северо-восточного сжатия путем преобразования взбросовых деформационных режимов в сдвиговые в одном из узлов концентрации землетрясений обоих типов (рисунок 3.12 *б*). Завершающее звено в этой цепи изменений напряженно-деформированного состояния земной коры – вторичные трансформации, обусловившие возникновение малочисленных очагов, близких к сдвиговому типу – взбросо-сдвиговых, свидетельствующих о соответствующем локальном усложнении сдвигового деформационного режима.

Таким образом, на примере особенностей сейсмогенеза системы Загроса показано, что в пределах изучаемого сегмента тектоносферы в настоящее время имеются предпосылки для реализации нескольких типов структурообразующих полей напряжений. Одни из них могут рассматриваться в качестве основных сейсмологических индикаторов напряженного состояния исследуемой геосистемы в тот или иной, мизерный с геохронологической точки зрения, отрезок времени. Другие – являются производными от первых: они отражают особенности региональных трансформаций доминирующих систем и локальные изменения напряженно-деформированного состояния земной коры в зонах динамического влияния основных сейсмогенных структур региона (рисунок 3.12).

Поскольку рассматриваемая геодинамическая система постоянно находится в состоянии неустойчивого равновесия, подвергаясь сжатию в двух направлениях, и при этом ее современные деформации отражают поочередное преобладание напряжений одного типа поля над другим, весьма интересно проследить периодичность этих изменений. С этой целью была выполнена развертка количества сейсмических событий во времени, которая указывает на разный характер проявления сейсмичности, обусловленной субмеридиональным и югозападным–северо-восточным сжатием (рисунок 3.13). В первом случае наблюдается относительно равномерное распределение землетрясений во времени и вспышка событий в 1992–1994 гг., во втором отчетливо видно затухание событий в 1983–1984 гг. и более мощный всплеск в 1988–1989 гг. Разный характер и смещение во времени между максимумами событий (равное 4-5 годам) подтверждают вывод о различных причинах, обусловивших проявления субмеридионального и юго-западного–северо-восточного регионального сжатия [355].



Рисунок 3.13. Временная развертка проявления событий, реализовавшихся в обстановках субмеридионального (залитые кружки) и юго-западного-северо-восточного (пустые кружки) сжатия (данные сглажены путем осреднения; по [355], сост. О.Б. Гинтов).

Полученные данные о соотношениях сейсмогенных зон, формирующихся в разных кинематических обстановках отражающих деформационные И различные режимы сейсмогенеза, дают основание для уточнения взглядов на морфоструктурные и тектонические особенности зон конвергенции литосферных плит. Оно заключается в том, что смежные разноориентированные фрагменты некоторых из этих зон, в том числе образующие вершину Аравийского Синтаксиса, представляют собой не «структурные дуги» [15], приведенные на рисунке 3.1, а «угловые» сочленения (или пересечения) зон активизированных разломов разных рангов (рисунок 3.11). Облик «структурных дуг» они обретают в результате более интенсивного проявления деструктивных процессов в вершинах тектонических углов (инденторов), образуемых сочленяющимися разломами, что создает предпосылки для возникновения (активизации) складчато-разрывных структур иных направлений и типов, формирующихся в трансформированных полях тектонических напряжений [48].

3.3. Сейсмотектоника очаговой области Вранча: типы сейсмогенеза и особенности их пространственного распространения

Краткая характеристика строения области Вранча и условий формирования интенсивных подкоровых (промежуточных) землетрясений региона. Очаговая область Вранча приурочена к зоне сочленения Восточных и Южных Карпат. В плане она представляет собой эллипсовидное скопление многочисленных очагов коровых и подкоровых землетрясений, вытянутое в северо-восточном направлении (рисунок 3.14). Гипоцентры наиболее сильных землетрясений, в том числе, оказывающих интенсивное или ощутимое сейсмическое воздействие на территорию Северного Причерноморья и Крыма, локализованы в верхней мантии – в интервале глубин 80÷175 км (рисунок 3.15). При оценке сейсмических воздействий на территорию Украины (в процессе общего сейсмического районирования) и на участки размещения особо важных и потенциально опасных объектов область Вранча учитывается в качестве единого сейсмолинеамента северо-восточного простирания с M_{max} =8.0 [261].



Рисунок 3.14. Схема локализации очагов сильных (*M*≥3,5) подкоровых землетрясений области Вранча.

Результаты решений механизмов очагов наиболее сильных землетрясений (с 1940 г. по настоящее время) показали, что сейсмичность области Вранча неоднородна по условиям своего формирования. Установлено, что основные типы очагов имеют взбросо-надвиговую природу и обусловлены меняющимися во времени кинематическими обстановками горизонтального ортогонального (меридионального и, в меньшей мере, широтного) и диагонального (юго-западного–северо-восточного и юго-восточного–северо-западного) сжатия [336 и др.].

Фактологической основой анализа особенностей сейсмогенеза области Вранча [54, 55] послужил каталог решений механизмов очагов, основанный на данных сейсмологов Молдовы [332-336 и др.]. Он включает 93 события, которые разделены на две выборки: «основную» (80 землетрясений с $M \ge 3,5$, произошедших с 1940 по 2011 год) и «верификационную» (13 очагов за период с 2012 по 2015 годы). Этими же авторами выполнено сопоставление решений 34-х механизмов очагов вранчских землетрясений, полученных по знакам вступлений продольных волн и по методу тензора момента центроида (TML): «... имея в виду, что решения первого типа получены по короткопериодной аппаратуре, а тензор момента по длиннопериодной сейсмограмме, решения по первому вступлению P-волн можно отнести к самому началу

процесса в очагах, а полученное по тензору момента к этапу наступления его максимальной фазы» [335, стр. 244]. При этом сравнение решений, полученных по знакам Р-волн, с решениями *ТМЦ* для большей части анализируемых землетрясений показывает практическую их тождественность.



Рисунок 3.15. Распределение очагов наиболее сильных промежуточных землетрясений по глубинам (*a*), по магнитудам и глубинам (*б*) (по данным [336] с дополнениями).

Принципы и последовательность построения стереографических моделей типов сейсмогенеза, а также порядок выделения сейсмогенных зон аналогичны вышеописанным, применяемым при анализе системы Загрос [48, 145].

Согласно имеющимся данным, основная часть землетрясений области Вранча, для которых были получены решения механизмов очагов, формировалась в условиях взбросовых деформационных режимов: очаги этого типа в «основной» выборке составляют более 86% (69 очагов из 80-ти). Соответственно, нодальные плоскости в решениях их механизмов могут быть идентифицированы как взбросы (при углах падения >45°) и надвиги (<45°). Режимы иных типов проявились весьма ограниченно: взбросо-сдвиговый – 5 очагов (6%), сбросо-сдвиговый и сбросовый – по 2 очага (по 3%), сдвиговый и взбросо-сбросовый – по 1-му очагу (менее 1%). При этом механизмы некоторых из них, характеризующихся взбросо-сдвиговыми режимами, по своим параметрам оказались близки моделям взбросовых режимов, и в процессе обработки были включены в состав соответствующих структурно-кинематических парагенезисов и моделей.

Многообразие типов сейсмогенеза и чрезвычайно высокий уровень сейсмичности области Вранча обусловлен особенностями строения зоны сочленения Восточных и Южных Карпат и взаимодействия разных сегментов тектоносферы в ее пределах. В работах, посвященных строению и геодинамике Карпатского региона, одним из важных элементов которого является сейсмогенная область Вранча, рассматривается несколько разнообразных (альтернативных) моделей формирования зоны сочленения Восточных и Южных Карпат. Одна группа исследователей отмечает приуроченность Вранча к зонам трансрегиональных разломов в пограничной области Восточно-Европейской платформы и ее юго-западного обрамления [78, 105, 178, 293, 295, 327, 328, 331, 372, 374, 385]. Вторая модель базируется на механизме отрыва субдуцирующей океанической плиты и перемещении оторвавшегося слэба в юго-восточном направлении [420, 443, 464, 480, 490, 494, 505 и др.]. Третья модель предполагает отслоение (деламинацию) участка континентальной литосферы и нижней коры с последующим поворотом его из субгоризонтального в субвертикальное положение [433, 435, 437, 448, 474, 503 и др.]. При обобщении результатов сейсмотомографических исследований на территории в границах 30° ÷55° с.ш. и 15° ÷35° в.д. [489] получены результаты, которые, наряду с известными материалами локальной сейсмотомографии и ГСЗ-ОГТ [245, 437, 443, 461, 469, 470 и др.], позволяют рассматривать геодинамическую природу области Вранча с альтернативных позиций.

Детальный обзор вышеприведенных точек зрения и сопоставление различных геодинамических моделей региона выполнены в одной из последних (по времени выхода из печати) публикаций с участием автора настоящей работы [105]. В этом исследовании проанализированы данные глубинной геофизики (ГСЗ, МОВ-ОГТ, сейсмотомографии) и результаты изучения напряженно-деформированного состояния сегментов литосферы, участвующих в строении региона. Авторы пришли к выводу о том, что очаговая область Вранча представляет собой не петрологическое тело – фрагмент океанической или континентальной плиты, перенесенный или повернутый в современное положение, а деформационную область всестороннего горизонтального сжатия, которая формировалась in situ в условиях геодинамического взаимодействия разных сегментов тектоносферы, в том числе – в результате втискивания индентора микроплиты Тиссия-Дакия между Скифской и Мизийской микроплитами с образованием Юго-восточного ороклина Карпат (рисунок 3.16). Особенности этого коллизионного взаимодействия основных геоструктур региона предопределили многообразие типов сейсмогенеза и пространственные закономерности их локализации (вероятные факторы, обусловившие структурный контроль зон сейсмогенеза того или иного типа, рассмотрены ниже). При этом совокупности очагов трех доминирующих типов юго-западного-северо-восточного и юго-восточного-северо-западного (меридионального, сжатия; деформационный режим – взбросовый), можно аппроксимировать соответствующими стереографическими моделями, а образуемые ими зоны довольно уверенно выделяются в плане и в разрезе. Четвертый тип (взбросовый в обстановках субширотного сжатия) также можно описать соответствующей моделью в виде меридионально ориентированных нодальных плоскостей (взбросов и надвигов) с западным и восточным падением, однако, вследствие

существенного разброса параметров очагов и незначительного их количества, выделение образуемой ими зоны и установление ее границ представляется весьма проблематичным [54].



Рисунок 3.16. Тектоническая схема района размещения очаговой области Вранча (по [105]) с упрощениями и дополнениями. *Условные обозначения:* **1-2** – плиты и микроплиты: АК – Алькапа, Т-Д – Тиссия-Дакия, СД – Северная Добруджа (**1***a*), ВЕП – Восточно-Европейская платформа (**1***b*), М – Мизийская микроплита: М(ю) – южная часть, М(с) – северная часть (**2***a*), СК – Скифская плита (**2***b*); **3** – Карпатский ороген (**a**), Предкарпатский прогиб (*b*); **4** – контур среднеглубинной сейсмогенной области Вранча; **5** – офиолитовые комплексы; **6** – зоны разломов (бергштрихи указывают направление падения); **7** – направления сдвиговых смещений (**a** – правый, **b** – левый сдвиги); **8** – направление позднекайнозойского сжатия; **9** – шовная зона Тейссеера-Торнквиста (Трансъевропейская шовная зона); **10** – направления перемещения Тиссия-Дакия и Мизийской плит. *Зоны разломов:* ИМ – Интра-Мизийская, КО – Капидава-Овидиу, ПК – Печеняга-Камена, ТР – Тротус, ЮК – Южно-Карпатская, ЮТ – Южно-Трансильванская, Г'-Г'' – трансрегиональная зона.

Особенности проявления сейсмогенеза в обстановках меридионального сжатия. В данных обстановках реализовались взбросовые землетрясения (26 событий – 32% от объема «основной» выборки данных по Вранча), локализованные в пределах трех зон с северным и южным падением (рисунок 3.17 – стереограмма, зоны на схеме и разрез с индексом *a*). Их совокупность аппроксимирует стереографическая модель с элементами залегания (азимутом и углом падения) нодальных плоскостей $NP1=04 \angle 42^\circ$ (надвиг), $NP2=167 \angle 48^\circ$ (взброс) и с ориентировками главных осей реконструированного поля напряжений: $P=176 \angle 3^\circ$, $T=280 \angle 82^\circ$,



N=86∠9°. По своим параметрам полученная модель сопоставима с моделью сейсмогенеза 2-го типа системы Загрос.

Рисунок 3.17. Стереографические модели основных типов сейсмогенеза области Вранча (*а*-*в*), схема образуемых ими зон (соответственно, *а*-*в*) на срезе глубин 140 км (слева) и положение очагов землетрясений этих типов на разрезах (справа). *На стереограммах:* 1 – оси максимального (*P*), промежуточного (*N*) и минимального (*T*) сжатия; 2-3 – структурно-кинематическая идентификация нодальных плоскостей и проекции векторов перемещения лежачего крыла разрыва: 2 – взбросы, 3 – надвиги (сплошные – плоскости предполагаемого развития реальных деформаций); 4 – проекции плоскостей размещения главных осей напряжений; 5 – очаг землетрясения 06.10.2013 г. *На схеме и разрезах:* большие стрелки – направления сжатия для обстановок соответствующего типа, мелкие (на разрезах) – направления перемещений бортов сейсмогенных зон; бергштрихи (на схеме) – в сторону падения зон. *Гипоцентры очагов, локализованных возле профилей I-IV (разрез в), совмещены по линии пересечения профилей I-IV с профилем Б-Б'.*

Особенностью сейсмологических данных, используемых при построении этой модели, является значительное сходство параметров одной из нодальных плоскостей (*NP1*) в очагах анализируемой выборки при некотором разбросе простираний – от юго-юго-западного до юго-юго-восточного – плоскостей *NP2* с падением в южных румбах. Следует добавить, что и при сравнении решений очагов, полученных по знакам вступлений продольных волн и по методу тензора момента центроида, в некоторых случаях положение одной из нодальных плоскостей остаётся почти одинаковым, в то время как простирание второй плоскости носит вариативный характер [335]. В соответствии с этим, несколько смещается и ориентировка тензоров напряжений в решениях механизмов этих очагов, а также изменяется структурно-кинематическая характеристика *NP1* – от надвига до левого и правого сдвиго-надвига (надвига, имеющего некоторую сдвиговую составляющую), что, по-видимому, можно расценивать, как результат локальных трансформаций сейсмогенерирующего поля. Однако при этом доминирующим направлением сжатия для всей выборки является меридиональное.

Очаги этого типа локализованы в центральном и юго-западном сегментах области Вранча (рисунок 3.17 – схема, разрез с индексом *a*) в пределах трех зон широтного простирания, примыкающих с запада к зоне развития сейсмогенеза северо-восточного простирания, которую, судя по интенсивности ее землетрясений, можно полагать основной сейсмогенерирующей структурой района (рисунок 3.17 – схема, разрез с индексом *в*). Подобное причленение относительно небольших взбросовых зон широтного направления к диагонально ориентированным структурам более высокого ранга было установлено и в пределах системы Загрос [48, 355]. Поскольку в пределах Вранча широтные зоны имеют наклон в противоположные стороны (две – на север, третья – на юг), в качестве сейсмогенных разрывов в очагах можно рассматривать те из нодальных плоскостей, пространственные параметры которых согласуются с ориентировками и направлением падения соответствующих зон.

К этому же типу сейсмогенеза можно отнести и землетрясение из «контрольной» выборки, произошедшее 10 сентября 2014 г. (φ =45,66°N, λ =26,42°E, h=100 км, M_{SM} =5.1, M_L =4.8; деформационный режим – взбросовый). Оно реализовалось в обстановке субмеридионального сжатия, поскольку нодальные плоскости имеют субширотное простирание, а ориентировка оси максимального сжатия P составляет 16 \angle 14°. Надвиговая подвижка в очаге произошла по широтно ориентированной плоскости с южным падением [334]. Установить принадлежность этого события к одной из зон, показанных на рисунке 3.17 (разрез a), не представляется возможным, поскольку, ввиду относительно небольшой глубины, очаг не попадает в область экстраполяции основных зон землетрясений этого типа.

Как проявление трансформаций данного сейсмогенерирующего поля (путем некоторого разворота тензора напряжений вокруг оси *P*) можно рассматривать очаг 31.05.1979 г.,

159

характеризующийся взбросо-сдвиговым деформационным режимом и меридионально ориентированной осью сжатия ($P=354 \ge 15^{\circ}$). Координаты и глубина гипоцентра данного землетрясения ($\varphi=45,63^{\circ}$ N, $\lambda=26,47^{\circ}$ E, h=130 км) указывают на его приуроченность к основанию верхней из зон, имеющих наклон в северном направлении.

Очаги данного типа сейсмогенеза расположены на глубинах $110 \div 160$ км, при этом более половины их них тяготеет к нижней части указанного интервала ($140 \div 160$ км). Значения магнитуд колеблется, в основном, в диапазоне $M=4\div 5$. Макросейсмические эффекты от этих землетрясений на территории Северного Причерноморья и Крыма были относительно незначительными. Исключение составляет последнее из землетрясений этого типа (10.09.2014 г.), макросейсмический эффект от которого в пределах самой юго-западной части Одесской области Украины оценивается от 3 до 4 баллов (соответствующие изосейсты экстраполируются из территории Молдовы в район г.г. Килия и Рени) [334].

Учитывая субширотную ориентировку И двунаправленное падение сейсмогенерирующих зон Вранча, активизирующихся в обстановках меридионального сжатия, можно предположить, что сейсмогенез данного типа является отражением сложной природы тектонического сочленения и геодинамического взаимодействия микроплиты Тиссия-Дакия с северным флангом Мизийской плиты. Коллизия происходит вдоль системы глубинных субширотной ориентировки, которая включает Южно-Карпатскую, Южноразломов Трансильванскую и др. зоны (рисунок 3.16). Наличие этих структур, по данным региональной сейсмотомографии, устанавливается на разноглубинных срезах: особенно отчетливо эта система зон разломов выделяется по широтному направлению изолиний невязок Vp на горизонтальных сечениях 50÷125 км (пример для горизонтального сечения *H*=75 км – на рисунке 3.18). Активизация этой системы глубинных разломов происходит как по правому сдвигу (в условиях северо-западного-юго-восточного сжатия), так и в виде взбросо-надвиговых структур – в обстановках субмеридионального сжатия. В последнем случае она сопровождается сейсмичностью, которая проявляется в виде широтно ориентированных зон концентраций землетрясений взбросового типа с северным и южным падением. Появление асейсмичных участков в зонах глубинного сейсмогенеза нередко связывают с серпентинизацией мантийного субстрата. В этом случае подошва слоя серпентинизированной мантии может служить своеобразным «смазочным материалом», облегчающим перемещение относительно друг друга сегментов области Вранча, расположенных на разных глубинах [105].

Особенности проявления сейсмогенеза в обстановках юго-западного-северовосточного сжатия. Сейсмогенез этого типа (юго-западное-северо-восточное сжатие, деформационный режим – взбросовый) обоснован данными по решениям механизмов очагов 19-ти (24%) землетрясений области Вранча. Ориентировки осей напряжений полученной модели, аналогичной модели 3-го типа сейсмогенеза системы Загрос, составляют $P=40 \angle 2^\circ$, $T=298 \angle 80^\circ$, $N=130 \angle 9^\circ$, а нодальные плоскости идентифицируются как надвиг с юго-западным падением ($211 \angle 42^\circ$) и взброс ($49 \angle 48^\circ$), падающий на северо-восток (рисунок 3.17, стереограмма δ). Данные землетрясения сосредоточены, в основном, в центральной части области Вранча. Образуемая ими сейсмогенная зона довольно уверенно выделяется и в плане, и, особенно, в разрезе (рисунок 3.17, схема и разрез с индексом δ), погружаясь в юго-западным направлении. На этом основании, в качестве плоскости реальных сейсмогенных деформаций предполагается нодальная плоскость NP1, идентифицируемая как надвиг с юго-западным падением. На разрезе видно, что зона неоднородна по своему строению: очаги локализованы преимущественно в интервалах глубин $80\div110$ и $125\div155$ км, при этом наиболее сильные землетрясения (31.05.1990 с $M_b=5.9$ и 27.10.2004 с $M_b=5.6$) расположены в верхней части – на глубинах $90\div100$ км.



Рисунок 3.18. Схема (слева) и графики (справа) вертикального градиента $\partial V p / \partial H$ с⁻¹ района исследований по данным региональной сейсмотомографии (по [105]). Условные обозначения: 1 – изолинии вертикального градиента на горизонтальном сечении H=75 км; 2 – границы тектонических структур с буквенными обозначениями (см. на рисунке 3.16); 3 – области вертикальных сечений (и их номера), по которым построены графики градиентов; 4 – контуры среднеглубинной области Вранча.

В тектоническом отношении данная зона, по-видимому, может рассматриваться как одно из проявлений мегаструктуры северо-западного направления, именуемой тектонической линией Тейссеера-Торнквиста или Трансъевропейской шовной зоной. В работах [105, 489] отмечено, что глубинная часть зоны Вранча расположена в области перехода от относительно высокоскоростной мантии на северо-востоке к относительно низкоскоростной – на юго-западе. По данным сейсмотомографии, эта область перехода – Трансъевропейская шовная зона – является достаточно широкой (десятки км) и погружается на глубину до 400 км, то есть охватывает не только литосферу, но и уходит глубоко в мантию. Отражением этой зоны в рассматриваемом регионе служит система субвертикальных или падающих на юго-запад глубинных разломов – Печенега-Камена, Капидава-Овидиу и, вероятно, Тротус (рисунок 3.16), к которым в районе Вранча с запада примыкают Южно-Карпатская и Южно-Трансильванская зоны разломы субширотного простирания. Согласно [78, 105], Трансъевропейская шовная зона имеет относительно пологий наклон в юго-западном направлении, что согласуется как с пространственно-кинематическими параметрами рассматриваемой зоны сейсмогенеза (рисунок 3.17, стереограмма, зона на схеме и разрез с индексом *б*), так и с особенностями строения и геодинамики покровно-надвигового сооружения Восточных Карпат.

Особенности проявления сейсмогенеза в обстановках юго-восточного-северозападного сжатия. Стереографическая модель сейсмогенеза, обусловленного обстановками юго-восточного-северо-западного сжатия (ориентировки осей напряжений: $P=312 \angle 20^\circ$, $T=144 \angle 69^\circ$, $N=43 \angle 3^\circ$; деформационный режим – взбросовый), аппроксимирует решения механизмов очагов 19-ти землетрясений (24% от объема «основной» выборки данных). Нодальные плоскости модели имеют параметры $NP1=315 \angle 65^\circ$, $NP2=125 \angle 25^\circ$ и идентифицируются, соответственно, как взброс и надвиг (рисунок 3.17, стереограмма \mathbf{e}). Очаги этого типа локализованы, в основном, вдоль осевой части области Вранча, образуя две сейсмогенные зоны северо-восточного простирания с падением в северо-западном направлении (рисунок 3.17, зоны на схеме и разрез с индексом \mathbf{e}). Таким образом, есть основания полагать, что реальные сейсмогенные разрывы в модели соответствуют нодальной плоскости NP1.

Анализируемая выборка (в отличие от системы Загрос, где аналогичный – 6-й – тип сейсмогенеза относится к категории слабопроявленных) включает большую часть сильных землетрясений (22.10.1940, M=6.2; 04.03.1977, M=7.2; 30.08.1986, M=6.3; 30.05.1990, M=6.7), в том числе, самое катастрофическое из известных событий Вранча – землетрясение 10.11.1940 г. с M=7.4. Изосейсты этих землетрясений имеют вытянутость в северо-восточном направлении [31, 139, 156, 182, 183, 194 и др.]. Главным образом, именно поэтому при оценке сейсмических воздействий Вранча на территорию Украины в процессе общего сейсмического районирования эта область выделена в качестве единого сейсмолинеамента аналогичного простирания с M_{max} =8.0 [261].

Землетрясения, обусловленные кинематическими обстановками юго-восточного-северозападного сжатия и характеризующиеся взбросовым деформационным режимом, наиболее часто проявлялись в регионе и в последние годы. Из 13-ти вранчских событий 2012-2013 г.г., для которых были получены решения механизмов очагов, пять вполне определенно можно отнести к данному типу сейсмогенеза: 12.07.2012 (ориентировка оси P=143∠1°), 01.12.2012 (Р=334∠5°), 20.06.2013 (Р=126∠1°), 06.10.2013 (Р=302∠15°) и 15.10.2013 (Р=312∠21°). Наиболее полно (по данным нескольких сейсмических агентств) обоснованы параметры очага землетрясения, произошедшего 6 октября 2013 г. (*q*=45,67°N, *λ*=26,60°E, *h*=123 км, *M*_{SM}=5.5, $m_l=5.7$) – самого сильного в регионе за 2013 год (рисунок 3.17, на схеме и на разрезе с индексом в – помечен треугольником). В работе [157, 333] приведено пять хорошо согласующихся между собой вариантов решений механизма этого очага, которые можно рассматривать как верификационный элемент описываемой модели. В решении молдавских сейсмологов параметры его тензора напряжений составляют: $P=302 \angle 15^\circ$, $T=148 \angle 74^\circ$, $N=33 \angle 8^\circ$. Так же и в вариантах других исполнителей разброс ориентировок оси Р (при субвертикальном положении оси T) составляет всего несколько градусов $(302 \div 326 \angle 4 \div 15^{\circ})$, что вполне укладывается в рамки допустимой погрешности (±15°). Положение нодальных плоскостей соответствует таковому в стереографической модели сейсмогенеза этого типа: обе плоскости имеют юго-западное-северо-восточное простирание с наклоном на северо-запад и юго-восток и идентифицируются как надвиги или взбросы, в некоторых случаях имеющие небольшую сдвиговую компоненту. Гипоцентр данного землетрясения находится в центральной части очаговой области Вранча и приурочен к висячему крылу основной сейсмогенерирующей зоны. Землетрясение вызвало на территории Молдовы сотрясения с интенсивностью 4÷5 баллов, в Румынии оно ощущалось до 6 баллов, в Украине – до 4 баллов (по шкале *MSK-64*).

Естественно, что высокая интенсивность проявления кинематических обстановок юговосточного-северо-западного сжатия сопровождалась процессами некоторой трансформации сейсмогенерирующего поля напряжений в пределах сейсмогенных зон соответствующего типа и их обрамления. Это нашло отражение в механизмах очагов, характеризующихся взбрососдвиговым деформационным режимом. В результате трансформаций происходит разворот тензора напряжений вокруг оси *P*, при этом последняя сохраняет направление сжатия первичного (взбросового) поля. Примером могут служить землетрясения 14.01.1980 и 16.02.2006 г., оси *P* которых имеют юго-восточную-северо-западную ($123 \angle 22^\circ$ и $300 \angle 16^\circ$, соответственно) ориентировку. Пространственные параметры гипоцентров этих землетрясений (φ =45,78°N, λ =26,60°E, *h*=141 км и φ =45,70°N, λ =26,76°E, *h*=132 км) указывают на их приуроченность к верхней и нижней границам основной (нижней) зоны данного типа сейсмогенеза. В аналогичных условиях реализовалось и землетрясение 08.01.1988 г. (*P*=306 \angle 30°), единственное из всей анализируемой выборки, решение механизма которого отражает проявление сдвигового деформационного режима.

Как было отмечено выше, нодальные плоскости стереографической модели и зоны локализации очагов данного типа сейсмогенеза, равно как и длинные оси изосейст большей части

сильных землетрясений Вранча, имеют северо-восточную ориентировку. В земной коре региона геоструктуры аналогичного простирания, способные генерировать землетрясения со столь высокой магнитудой (*M*>6÷7), не выявлены. Однако в работах [331, 376] отмечалось наличие крупной внутримантийной неоднородности северо-восточного (~45°) простирания с аномальными физическими свойствами, с которой пространственно совпадает область максимального погружения (до глубины 200÷250 км) поверхности астеносферы. В качестве северо-западного ограничения осевой части этой зоны выделялся мантийный разлом планетарного масштаба (линеамент Г'-Г", трассирующийся от о-ва Сицилия до Урала), с которым авторы связывали высокую сейсмичность области Вранча. Фрагмент этого линеамента в пределах исследуемой территории показан на рисунке 3.16.

Результаты последующих глубинных геофизических исследований, в частности, данные скоростной модели по профилю ВРАНЧА-2001, пересекающему область Вранча с северо-запада на юго-восток (от Трансильванского бассейна до Северной Добруджи), показали, что глубинная область Вранча расположена под разломом, который прослежен в интервале глубин 4÷45 км – от поверхности палеозойского фундамента до границы Мохо [487]. На всех коровых сейсмических границах в пределах разлома наблюдаются крутые ступени с погруженным юго-восточным крылом, при этом максимальная амплитуда смещения (12÷13 км) отмечается по поверхности Мохо. Рассматриваемый разлом перекрыт Карпатским орогеном, но на глубине, начиная с 4 км, он ограничивает с запада Фокшанский прогиб, отделяя его от верхней части плиты Тиссия-Дакия. По данным регионального тектонофизического анализа [105], разлом имеет значительную ширину и состоит из большого количества пологопадающих сколов; при этом в настоящее время активизируются те из них, которые падают на северо-запад под углом (57±10)°.

Наличие глубинной неоднородности, соответствующей северо-восточному простиранию зоны локализации очагов данного типа сейсмогенеза, установлено и по результатам сейсмотомографических исследований. Согласно полученным данным, очаги области Вранча на глубинах $60\div200$ км локализованы в зоне повышенных невязок скоростей V_p и V_s шириной около 50 км, которая имеет отчетливо выраженное юго-западное–северо-восточное простирание и расположена между областями с пониженными значениями невязок (рисунок 3.19 *a*, по [437]). В разрезе (в вертикальном сечении – рисунок 3.19 *б*) эта зона отчетливо проявляется только с глубины около 70 км, как бы срезаясь сверху областью пониженных значений невязок V_p и V_s . Такое распределение интерпретируется двояко – или как следствие отрыва океанического слэба при субдукции, или как наличие деламинированного блока эклогитизированной коры (литосферы) [437]. Однако, как показал комплексный анализ результатов изучения глубинного строения региона и кинематических обстановок, формирующих его структуру и обусловливающих многообразие проявлений сейсмогенеза, данное положение далеко не бесспорно. Оно не учитывает всех особенностей области Вранча: ее суперпозицию на стыке Тиссия-Дакия, Скифской и Мизийской микроплит, наличие узла пересечения крупных разломных структур, центриклинальное падение этих структур, согласующееся с параметрами и кинематическими характеристиками сейсмогенных зон, а также ряд других факторов. Все эти особенности вполне отвечают концепции, согласно которой Вранча представляет собой деформационную область всестороннего горизонтального сжатия, которая формировалась in situ в условиях геодинамического взаимодействия разных сегментов тектоносферы [105].



Рисунок 3.19. Сейсмотомографические горизонтальные сечения зоны Вранча на глубинах 110 и 130 км (*a*) и разрез по линии A-A¹ (*б*) (по [437]). *Черные точки – очаги землетрясений*.

Установленный гетерогенный характер проявления сейсмогенеза исследуемой территории послужил основанием для отказа от широко используемого определения «зона Вранча» в пользу обозначения ее как «область Вранча», которая состоит из очаговых зон, сформировавшихся и активизирующихся в разных кинематических условиях и различающихся пространственными параметрами [54, 145].

Слабопроявленные типы сейсмогенеза и основные выводы по области Вранча. За рамками вышеописанных моделей сейсмогенеза области Вранча осталась незначительная часть очагов (менее полутора десятков в обеих выборках), которые трудно сгруппировать и унифицировать ввиду малочисленности однотипных событий. К этой категории отнесены землетрясения и их типы, которые играют второстепенную роль в сейсмотектоническом процессе исследуемой территории. Тем не менее, некоторые из них можно рассматривать в качестве системных элементов сейсмогенеза региона.

В первую очередь следует отметить наличие очагов взбросового типа, обусловленных кинематическими обстановками *широтного сжатия*. Количество соответствующих решений

механизмов очагов незначительно (7), вследствие чего геометризация зоны (или зон) их локализации является проблематичной. Тем не менее, основные особенности модели (взбросовый деформационный режим, меридиональная ориентировка нодальных плоскостей с падением на запад и восток) позволяют вполне уверенно идентифицировать кинематическую обстановку их формирования как широтное сжатие с ориентировкой оси $P\approx(90\pm5) \angle (5\pm10)^{\circ}$.

Для полноты картины следует отметить наличие единичных очагов, характеризуемых деформационными сбросовым И сбросо-сдвиговым режимами, что указывает на кратковременное локальное проявление обстановок субгоризонтального растяжения. Как правило, эти землетрясения относительно слабые (M=3.5÷4.2) и не обусловливают скольконибудь значительных макросейсмических эффектов в пределах территорий Крыма и Северного Причерноморья. Дифференциация обстановок формирования очагов сбросового и сбрососдвигового типа возможна по ориентировке оси растяжения. Так, в условиях меридионального растяжения реализовались землетрясения 05.09.2005 г. (ось $T=184 \angle 10^\circ$; режим – сбросовый) и 29.09.2013 г. (*T*=180∠8°; режим – сбросо-сдвиговый); в обстановке юго-западного-северовосточного растяжения – сбросо-сдвиговые очаги 09.03.2007 г., 17.12.2008 г., 10.01.2012 г. (ориентировки осей T составляют, соответственно, $226 \angle 4^\circ$, $239 \angle 20^\circ$, $240 \angle 26^\circ$) и сбросового типа 09.10.2009 г. ($T=63 \angle 7^{\circ}$, расположена в противоположном квадранте стереограммы по отношению к вышеперечисленным сбросо-сдвиговым очагам). Из приведенных данных видно, что оси растяжения в решениях механизмов сбросовых и сбросо-сдвиговых очагов, так же, как и оси сжатия в случаях проявления иных деформационных режимов, как правило, закономерно ориентированы по отношению к сторонам света.

Таким образом, основные результаты тектонофизической интерпретации механизмов глубокофокусных (мантийных) очагов землетрясений области Вранча и сейсмотектонического анализа особенностей проявления разных типов сейсмогенеза в ее пределах сводятся к следующему:

1. Возникновение сильных (с $M \ge 3.5$) землетрясений региона обусловлено обстановками субгоризонтального сжатия, действующего в меридиональном (в соответствующей модели сейсмогенеза ориентировка оси сжатия составляет $P=176 \ge 03^{\circ}$), диагональных ($P=40 \ge 02^{\circ}$ и $P=312 \ge 20^{\circ}$) и, в меньшей мере, в широтном ($P\approx(90\pm5) \ge (5\pm10)^{\circ}$ направлениях. Подобная избирательность ориентировок осей сжатия сейсмогенерирующих полей напряжений отмечается как для всего альпийского Средиземноморского складчатого пояса, так и для его отдельных сегментов [123, 145, 355, 406 и др.].

2. Очаги землетрясений, сформировавшиеся в сходных кинематических обстановках, характеризуются соответствующими типами сейсмогенеза и закономерно локализуются в

пространстве, вследствие чего сейсмическая область Вранча получила свое структурное выражение в виде трех основных систем сейсмогенных зон взбросо-надвигового типа.

3. Пространственно-кинематические параметры сейсмогенных зон области Вранча предопределены особенностями проявления коллизионных процессов вдоль глубинных границ литосферных плит или их фрагментов. Об этом свидетельствует согласованность ориентировок большей части выделенных сейсмогенных зон и крупных тектонических элементов региона, которые нашли свое отражение и в неоднородностях глубинного строения. Аномально высокая сейсмичность региона обусловлена наложением (взаимными пересечениями) разнотипных деформационных зон в пределах весьма ограниченного сегмента литосферы. Так же не исключается влияние и других факторов, определяющих особенности напряженного состояния и деформирования среды. Таковыми могут служить механизм гравитационной неустойчивости Рэлея-Тэйлора, вызванный плотностной инверсией, или механизм смены равновесных состояний, связанный с инверсией упругой жесткости с глубиной, описанный Ю.Л. Ребецким, который определяется им как неустойчивость гравитационного напряженного состояния слоисто-неоднородных сред [285] и т.п.

4. Проявление разных кинематических обстановок в виде дискретных событий – землетрясений того или иного типа, свидетельствует о том, что область Вранча представляет собой сложную геодинамическую систему, которая постоянно подвергается разностороннему сжатию. Возникающие при этом сейсмогенные деформации отражают, главным образом, не суммарное воздействие разных полей напряжений как некоего результирующего поля, а периодическое преобладание одного из этих полей над остальными.

5. Разнообразие обстановок формирования сейсмогенеза и упорядоченный (в виде нескольких локализованных зон разных кинематических типов) характер его проявления послужили основанием для отказа от широко используемого определения «зона Вранча» в пользу обозначения ее как «область Вранча» [54, 145].

3.4. Некоторые закономерности проявления сейсмогенеза в пределах Кавказского региона и прилегающих территорий

Как отмечалось выше, Черноморско-Кавказский сегмент тектоносферы (Кавказ и прилегающие территории и акватории) в структурном отношении представляет собой сложное мозаичное образование, в строении которого нашли отражение разные (коллизионные, дивергентные) геодинамические процессы и кинематические обстановки. Это проявилось и в

особенностях сейсмогенеза: в регионе реализовались все типы деформационных режимов – от взбросового и сдвигового до октаэдрического, и все типы кинематических обстановок – от меридионального сжатия до меридионального растяжения (или широтного сжатия), в том числе, диагонально ориентированные системы. Детальная пространственно-кинематическая идентификация сейсмогенных зон региона является темой специального аналитического исследования и не входила в задачу данной работы. Хотя отдельные закономерности этого распределения вполне очевидны, например, преобладание в зоне Главного Кавказского надвига очагов, сформировавшихся в условиях взбросового и взбросо-сбросового деформационных режимов, обусловленных обстановками субмеридионального или юго-западного–северовосточного сжатия. Некоторые результаты подобного анализа для сильных и катастрофических землетрясений региона приведены в работах [297, 382, 387, 406 и др.].

В данном подразделе проанализированы стереографические модели сейсмогенеза для обстановок субмеридионального и юго-западного-северо-восточного сжатия, более всего проявившихся в регионе. Анализируемая выборка, представленная очагами, сформированными в этих условиях, содержит 249 событий, что составляет более 71% от общего количества решений механизмов очагов для данного региона. При этом 76 землетрясений (31% от объема анализируемой выборки) было реализовано в условиях взбросового деформационного режима, 75 (30%) – сдвигового, 52 (21%) – взбросо-сбросового и 46 (18%) – взбросо-сдвигового деформационных режимов. Некоторые из построенных для региона моделей сейсмогенеза (рисунок 3.20) вполне узнаваемы, так как во многом идентичны моделям соответствующих обстановок в Загросе и в области Вранча. В первую очередь это относится к сдвиговым очагам (рисунок 3.20 *a*, ∂), характерным также для системы Загрос (рисунки 3.3 *b*, 3.7 *b*), и к взбросовым очагам (рисунок 3.20 б, е), аналогичные модели для которых получены как для Загроса (рисунки 3.5 г, 3.6 б), так и для Вранча (рисунок 3.17 а, б). Кроме того, в пределах Черноморско-Кавказского региона установлены особенности сейсмогенеза, которые не проявились или слабо проявились в пределах ранее описанных сегментов Средиземноморского пояса.

Так, очаги, сформировавшиеся в условиях взбросо-сбросового деформационного режима в Черноморско-Кавказском регионе играли более существенную роль, чем в пределах остальных рассматриваемых объектов. Полученные для каждой из кинематических обстановок (меридионального и юго-западного–северо-восточного сжатия) пары моделей являются симметричными антиподами друг друга (рисунок $3.20 \, s, m$), отражая особенности трансформаций первичного (взбросового, а в некоторых случаях – и сбросового, когда угол наклона оси T в модели в составляет $30\div45^\circ$) поля напряжений и/или его инверсию с разворотом тензора напряжений на 90° относительно оси N [145]. Кстати сказать, подобное (симметричное относительно средней оси напряжений *N*) проявление взбросо-сбросового режима отмечалось и в единичных очагах землетрясений системы Загрос [48], а также при исследовании процессов разрывообразования (по зеркалам скольжения) в пределах Горного Крыма [39].



Рисунок 3.20. Стереографические модели сейсмогенеза Черноморско-Кавказского региона, обусловленные обстановками субмеридионального (верхний ряд) и юго-западного-северовосточного (нижний ряд) сжатия: **a**, **d** – сдвиговые; **б**, **e** – взбросовые; **в**, **ж** – взбрососбросовые; **г**, **з** – взбросо-сдвиговые. Индексы 1 и 2 соответствуют одной из парных моделей, проекции нодальных плоскостей которых показаны сплошной либо пунктирной линиями. Остальные условные обозначения см. на рисунке 3.3.

Модели взбросо-сдвигового типа сейсмогенеза (рисунок $3.20 \, i$, i), на первый взгляд, являются более сложными и разнообразными, чем сформированные в условиях взбрососбросовых режимов. Однако и в данном случае проявляется основное свойство сейсмогенерирующих полей напряжений: каждая из приведенных пар отражает симметричный характер трансформаций тензора напряжений относительно положения оси сжатия P. При этом происходит его разворот приблизительно на 90° таким образом, что проекции остальных осей (T и N) меняются местами. Аналогичная картина наблюдалась и в пределах системы Загрос [48]. В результате сказанного можно резюмировать, что базирующиеся на репрезентативном статистическом материале модели сейсмогенеза, формирующегося в условиях взбрососбросового и взбросо-сдвигового деформационных режимов, являются системным элементом сейсмического процесса не только для Черноморско-Кавказского региона, но и для других сегментов альпийского пояса.

3.5. Избирательность ориентировок структурообразующих полей напряжений в моделях сейсмогенеза изучаемых объектов

Анализ полученных моделей сейсмогенеза показал, что рассматриваемые геодинамические системы находится в состоянии неустойчивого равновесия, подвергаясь, за редкими исключениями, одновременному сжатию в разных направлениях. При этом их современные разрывные деформации, в частности сейсмогенные разрывы, как правило, отражают не суммированное влияние разных геодинамических факторов в виде некоего результирующего поля напряжений, а кратковременное преобладание воздействий какого-либо одного фактора над остальными.

Вторым важным следствием ИЗ вышеизложенного является установленная избирательность ориентировок главных осей полей напряжений, обусловливающих процессы сейсмогенеза. Она проявляется в том, что проекции осей сжатия разнотипных моделей на сводной стереограмме группируются в пределах четырех пар диаметрально противоположных секторов меридионального, широтного и диагональных направлений (рисунок 3.21, 3.22). Таким образом, речь идет о весьма динамичных, периодически меняющих свою конфигурацию (направление, тип деформационного режима) полях, сохраняющих при этом секторальное распределение ориентировок. Представляется совершенно необязательным И даже маловероятным условие, чтобы эти изменения происходили строго синхронно в пределах разных сегментов тектоносферы. Вероятнее всего, эти процессы носят волновой, цикличный или даже спонтанный характер, определяемый либо внешними по отношению к изучаемым объектам причинами – изменениями ротационного режима Земли, лунно-солнечными приливами, либо региональными факторами – особенностями взаимовлияния литосферных плит, неоднородностью, прочностными и реологическими свойствами геологической среды. Но в любом случае в процессе сейсмогенеза доминирующая роль принадлежит полям напряжений, закономерно ориентированным относительно сторон света [145].

Вывод о вариативности и избирательности ориентировок полей напряжений относится и к процессам новейшего тектонического разрывообразования. Об этом свидетельствуют результаты тектонофизических исследований в пределах Горного Крыма, имевших целью идентификацию структурно-кинематических парагенезисов разрывов и смещений (зеркал скольжения на стенках тектонических трещин) и реконструкцию условий их формирования [38, 39]. В ходе этих исследований установлено, что проекции осей сжатия или растяжения (обусловливающих соответствующие обстановки) в моделях разных деформационных режимов на стереограмме также группируются в пределах четырех пар узких, диаметрально противоположных секторов меридиональной, широтной и диагональных ориентировок (рисунок 2.36).



Рисунок 3.21 (слева). Ориентировки осей сжатия в моделях сейсмогенеза исследуемых сегментов Средиземноморского складчатого пояса [145]. Условные обозначения – на врезке.

Рисунок 3.22 (справа). Суммарное распределение проекций осей сжатия в очагах землетрясений Черноморско-Кавказского региона, обусловленных обстановками регионального сжатия [145]. Изолинии плотности – через 0,25% (0,25; 0,50; ...; 4,0%).

Дискретный характер сейсмогенного разрывообразования проявляется не только по латерали – в ориентировках проекций главных осей на горизонтальную плоскость, но и по вертикали – в преобладании определенных углов наклона осей напряжений к линии горизонта. Это устанавливается в сложных системах, образующихся в результате трансформаций первичных (сдвигового или взбросового) полей напряжений. В качестве примера можно привести «парные» модели сейсмогенеза Черноморско-Кавказского региона для взбросо-сбросового (рисунок 3.20 *в*, *ж*) и взбросо-сдвигового (рисунок 3.20 *г*, *з*) деформационных режимов, в которых две главные оси меняются местами симметрично по отношению к третьей, сохраняя величину углов наклона в интервале $35 \div 55^\circ$. Проверить данное положение (исключив влияние интерпретационного фактора) можно на первичном статистически представительном материале. Репрезентативной является выборка решений механизмов очагов Черноморско-Кавказского региона, сформировавшихся в обстановках регионального сжатия. На

стереограмме (рисунок 3.22) отражено распределение осей сжатия в исходных, не интегрированных в модели, решениях механизмов очагов (более 350) взбросового, сдвигового, взбросо-сдвигового и взбросо-сбросового деформационных режимов.

Это распределение весьма неоднородно: на фоне отсутствия или малых значений плотности осей сжатия выделяются контрастные аномалии изометрической или дугообразной формы [145]. Сегменты вокруг северного и южного полюсов стереограммы – это области высоких концентраций осей сжатия субмеридионально ориентированных полей напряжений, доминирующих в регионе. В пределах этих сегментов переход от первичных (взбросовых или сдвиговых) деформационных режимов к взбросо-сбросовым завуалирован вследствие интенсивных локальных трансформаций поля напряжений, которые обусловили относительно постепенное уменьшение плотности осей сжатия по мере увеличения их углов наклона. В центральной части стереограммы проекции осей сжатия отсутствуют – это поле их размещения для очагов сбросового и близких к нему деформационных режимов. Эти очаги формируются преимущественно в обстановках растяжения и не включены в данную выборку.

В пределах остального поля распределение имеет явно выраженный «поясной» характер. Первый пояс образуют концентрации осей сжатия вдоль внешней границы стереограммы. В тектонофизической интерпретации – это отражение обстановок горизонтального сжатия в условиях взбросового, сдвигового и взбросо-сдвигового деформационных режимов, когда углы наклона осей P к горизонту варьируют в интервале от 0° до $10\div15^\circ$, который в два раза меньше, чем это даже предусмотрено классификацией деформационных режимов ($0\div30^\circ$) по [98, 126]. Подобный характер распределения вполне закономерен. Он отражает доминирующую роль первичных деформационных режимов, что нашло подтверждение как в моделях сейсмогенеза исследуемых объектов (рисунок 3.21), так и в моделях новейшего разрывообразования в пределах Горного Крыма (рисунок 2.36).

Особый интерес представляют аномалии, образующие второй пояс, в пределах которого углы наклона осей P составляют 35÷55° (в среднем 45°). Объяснение этого феномена, повидимому, можно обосновать особенностями хрупкого разрушения горного массива и последующей трансформацией его напряженно-деформированного состояния в результате сброшенных напряжений. Так, при анализе особенностей новейшего разрывообразования в Крыму и сейсмогенеза в пределах Загроса отмечалось, что в моделях сдвигового типа ориентировки осей сжатия ортогонального поля совпадают с направлениями максимальных касательных напряжений, соответствующих положению разрывов в системах иного диагонального типа [38, 39, 48] и наоборот (рисунки 2.13, 3.3 в, 3.7 в). При этом угол разворота напряжений горизонтальной тензоров В плоскости относительно вертикальной (промежуточной) оси составляет приблизительно 45°. То есть, в процессе этих трансформаций

плоскости касательных и нормальных напряжений меняются местами, что приводит к образованию новых (или активизации ранее сформированных) разрывов, ориентированных под углами 45° или 135° к положению исходной системы и удовлетворяющих параметрам измененного напряженно-деформированного состояния среды. Подобные особенности трансформирования структурообразующего поля характерны И для взбросовых деформационных режимов. В этом случае разворот тензора напряжений происходит в вертикальной плоскости относительно промежуточной горизонтальной оси (N) на величину, приблизительно равную 45°. В результате оси максимального и минимального сжатия (*P* и *T*) выводятся в наклонное положение (35÷55°), падая навстречу друг другу, что означает трансформацию взбросового режима во взбросо-сбросовый (рисунок 3.20 в, ж). При этом сохраняется избирательность ориентировок осей сжатия относительно сторон света, характерная для систем напряжений первичных режимов, что проявляется в виде аномалий юго-западного (SW), юго-восточного (SE), северо-восточного (NE) и широтного (W)направлений (рисунок 3.22). По-видимому, в природных геосистемах, подверженных релаксации и/или трансформации, такой механизм дискретного изменения ориентировок полей напряжений является наименее энергозатратным.

Основные выводы по разделу:

1. Рассматриваемые геодинамические системы (Загрос, Вранча, Кавказ) периодически подвергаются сжатию (реже – растяжению) в разных направлениях. При этом разрывные деформации в очагах землетрясений, как правило, отражают не суммированное влияние разных геодинамических факторов в виде результирующего поля напряжений, а кратковременное преобладание воздействий какого-либо одного фактора над остальными. В результате параметризации сейсмогенных зон обоснован периодически проявляющийся правосдвиговый и поддвиговый характер современной активизации системы Загрос, а в пределах Вранча выделено несколько зон с разными пространственно-кинематическими параметрами, вследствие чего ее предложено обозначать не как «сейсмическая зона», а как «сейсмическая область» Вранча.

2. Несмотря на пространственную разобщенность и различное строение исследуемых сегментов тектоносферы, стереографические модели основных типов сейсмогенеза, построенные по решениям механизмов очагов землетрясений со сходными деформационными режимами и кинематическими обстановками, оказались идентичными, указывая на принципиальную возможность типизации проявлений сейсмогенеза разных регионов.

3. Одним из основных свойств сейсмогенерирующих полей напряжений является секторальный (по отношению к сторонам света) и поясной (относительно горизонтальной

поверхности) характер распределения ориентировок осей сжатия и растяжения в моделях сейсмогенеза. Секторальный характер обосновывается концентрацией проекций этих осей на стереограмме в пределах диаметрально противоположных секторов меридиональной, широтной и диагональных ориентировок. На поясное распределение (без нарушения секторальных ограничений) указывают субгоризонтальное положение этих осей в моделях сдвигового, сбросового и взбросового типов (свидетельствуя о доминирующем влиянии тангенциальных напряжений на процессы сейсмогенеза), а также их приуроченность к поясу 35÷55° в моделях, отражающих влияние трансформированных систем напряжений.

4. Вариации и трансформации полей напряжений обусловлены как внешними по отношению к изучаемым объектам причинами – изменениями ротационного режима Земли, лунно-солнечными приливами, так и региональными факторами – взаимовлиянием литосферных плит, неоднородностью и реологическими свойствами геологической среды. Распространенным видом трансформации полей напряжений в природных геосистемах является механизм, в соответствии с которым происходит их разворот вокруг промежуточной оси таким образом, что плоскости максимальных касательных и нормальных напряжений меняются местами.

5. В методологическом отношении полученные результаты весьма значимы как для анализа закономерностей тектонического разрывообразования в Горном Крыму, так и для исследования сейсмогенерирующих полей напряжений в пределах всего Крымско-Черноморского региона. В первом случае их роль оценивается как верификационная, подтверждая возможность изменений напряженно-деформированного состояния земной коры в течение весьма коротких временных интервалов (см. главу 2). Во втором – установленные закономерности составят концептуальную анализа сейсмогенеза Крымско-Черноморского региона, характеризующегося сложным строением и широким спектром обстановок сейсмогенного разрывообразования, идентифицированных в относительно немногочисленных решениях механизмов очагов землетрясений (см. главу 4).

Глава 4. СЕЙСМОТЕКТОНИКА КРЫМСКО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

4.1. Основные особенности распределения регионального сейсмогенеза

Крымско-Черноморский регион является объектом непрерывного мониторинга Крымской сети стационарных сейсмических наблюдений в границах, определенных в середине 70-х годов [259] и закрепленных в 1984 г. комиссией ЕССН (единая система сейсмических наблюдений СССР) [141]. Он охватывает акватории Черного и Азовского морей, территории Крыма и части южных областей Украины (в пределах географических координат φ =42÷47°N, λ =30÷38°E), а также прилегающие районы Таманского полуострова и нижней Кубани (φ =45÷47°N, λ =38÷40°E); его общая площадь составляет около 550000 км² [191]. Для внесения в бюллетени и итоговые каталоги сейсмических событий по их пространственному расположению, весь регион условно разделен на несколько районов [259] без строгой привязки последних к тем или иным геоструктурным элементам (рисунок 4.1).



Рисунок 4.1. Границы и система сейсмического мониторинга Крымско-Черноморского региона. Условные обозначения: 1 – сейсмические станции; 2 – граница региона; 3 – границы районов и их номера: 1 – Севастопольский, 2 – Ялтинский, 3 – Алуштинский, 4 – Феодосийско-Судакский, 5 – Керченско-Анапский, 6 – Северный, 7 – Азово-Кубанский, 8 – Северо-Западный, 9 – Черноморская впадина. Синие треугольники – стационарные сейсмические станции Крымской сети: «Симферополь» (SIM), «Севастополь» (SEV), «Ялта» (YAL), «Алушта» (ALU), «Судак» (SUDU), «Феодосия» (FEO), «Керчь» (KERU); остальные – сейсмические станции сопредельных стран и регионов, записи которых привлекаются для обработки сейсмологических данных.

Крымско-Черноморского Сейсмическая активность региона обусловлена его геотектонической позицией и внутренним строением. Располагаясь на северном фланге альпийского Средиземноморского складчатого пояса, возникшего в результате коллизионного взаимодействия крупных литосферных плит и субплит, Крымский полуостров и сопредельные районы выступают в роли своеобразного «демпфера», подвергаясь интенсивным тектоническим воздействиям, обусловившим высокий уровень сейсмичности региона. Энергетический потенциал и вероятность возникновения сильных и катастрофических землетрясений здесь ниже, чем в пределах остальной части периферии Черного моря – на Кавказе, в Турции или Румынии (рисунок 4.2 а). И хотя катастрофические землетрясения в Крыму случаются относительно редко (сильнейшее за последние 100 лет разрушительное землетрясение с магнитудой Mw = 6.9 произошло 90 лет тому назад – 11.09.1927 г.), в регионе известно более 30 сильных землетрясений [191, 216, 323]. Многочисленные следы катастрофических событий относительно недавнего прошлого были установлены А.М. Корженковым, А.Н. Овсюченко, Е.А. Рогожиным и др. в процессе изучения палеосейсмодислокаций в пределах Горного Крыма и Керченско-Таманской зоны [165, 222, 406, 440, 478 и др.]. За время проведения инструментальных наблюдений зарегистрировано более 3500 местных сейсмических событий, тридцать из которых (за период с 1957 по 2012 г. – рисунок 4.2 б) вошло в список ощутимых землетрясений Крымско-Черноморского региона [191]. Это каталог можно дополнить событием 13.05.2016 г., очаг которого был расположен южнее г. Алушта [163].



Рисунок 4.2. Карты: *а* – эпицентров землетрясений Крымско-Черноморского региона за период с 63 г. до н. э. по 2012 г., *б* – эпицентров ощутимых землетрясений за период 1957-2012 гг. (по [191]).

Результаты исследования пространственно-временных и энергетических особенностей сейсмического процесса в пределах Крымско-Черноморского региона широко и с достаточной полнотой освещены в многочисленных научных трудах [191, 251, 252, 255, 259 и др.] и не являются предметом детального рассмотрения настоящей работы. Однако следует

акцентировать внимание на нескольких аспектах, которые тем или иным образом имеют отношение к проблеме реконструкции кинематических обстановок регионального сейсмогенеза и идентификации деформационных режимов разрывообразования в очагах землетрясений, а также играющих определенную роль в формировании представлений на тектоническую (геодинамическую) природу данного сегмента тектоносферы.

Во-первых, в пространственном распределении эпицентров землетрясений региона отчетливо проявляется определенная структурированность, позволяющая выделить зоны – сейсмические линеаменты преимущественно диагональной ориентировки [130, 203, 226, 252, 255 и др.] с высокой концентрацией очагов (рисунок 4.2 *б*, 4.3).



Рисунок 4.3. Пространственная структурированность в распределении сейсмичности региона: a – карта-схема эпицентров землетрясений Черноморского бассейна за период 1900–1996 гг. с магнитудами: $1 - M \ge 7.5$; 2 - 6.5 < M < 7.4; 3 - 5.5 < M < 6.4; 4 - 4.5 < M < 5.4; 5 - 3.5 < M < 4.4; 6 - 2.5 < M < 3.4; 7 - 1.5 < M < 2.4 и глубинами очагов: $8 - 0 \div 15 \ \kappa m$; $9 - 16 \div 30 \ \kappa m$; $10 - 31 \div 50 \ \kappa m$; $11 - 51 \div 100 \ \kappa m$; $12 - 101 \div 150 \ \kappa m$; 13 - 6ез определения глубины; 14 -контур области с «безгранитной» земной корой; 15 - сейсмические линеаменты; δ – структура поля эпицентров относительно слабых толчков в центральной зоне региона; a – упорядоченное расположение эпицентров землетрясений с $K \ge 10$ вдоль линеамента северо-восточного простирания в процессе подготовки более крупного землетрясения 16.08.1990 г. – обведено кружком (по [191, 252, 255]).

Основная часть эпицентров и зоны с наибольшим количеством выделенной энергии приурочены к границам глубоководной Черноморской впадины, которые трассируются континентальным склоном, протягивающимся практически параллельно по отношению к береговой линии и повторяющим ее изгибы. В последние десятилетия установлено, что сейсмическими процессами охвачена и центральная, ранее считавшаяся асейсмичной, глубоководная часть Черного моря, где зонально-линейный характер в распределении очагов землетрясений (также преимущественно диагональной ориентировки) проявляется вполне отчетливо [260 и др.].

Во-вторых, весьма показательными с геодинамической точки зрения являются установленные закономерности в глубинном распределении гипоцентров.

Максимальное количество землетрясений всего региона является коровыми и локализовано в интервале глубин 20÷25 км, что отражено на диаграмме (рисунок 4.4 *г*), построенной с использованием очагов (за период инструментальных наблюдений с 1955 г.), для которых уверенно установлены параметры [191]. Обоснование в некоторых работах последних лет [32, 33] наличия глубокофокусных (до 300 км) землетрясений в пределах Крымского региона является « ... следствием применения некорректной методики использования экспериментального материала ...» [173, 174].

Вполне наглядно проявляются определенные тренды, характеризующие распределение сейсмичности в разных частях изучаемой территории (рисунок 4.4 а-в). В обобщающих работах [173, 191, 325 и др.] показано, что в Южнобережной (Южно-Крымской) зоне в сечении, перпендикулярном Южному берегу Крыма, отмечается общая тенденция погружения очагов с северо-запада на юго-восток под углом 17÷18° (рисунок 4.4 б). Добавим, что именно таким углом наклона (~17°) характеризуется структура сбросового типа, идентифицируемая по результатам геологической интерпретации скоростной модели вдоль профиля DOBRE-5 как зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (см. главу 5). В то же время, особенности глубинного распределения гипоцентров землетрясений на восточном фланге изучаемой территории, примыкающем к Кавказскому побережью (в пределах Туапсинской и Восточно-Черноморской впадин, Индоло-Кубанского прогиба), имеют обратный характер. Здесь происходит общее погружение очагов с юго-запада на северо-восток – под сооружения Большого Кавказа и сопредельные геоструктуры (рисунок 4.4 в). Следует отметить, что при таком характере распределения сейсмичности вряд ли можно считать корректным утверждение о том, что «Главный Кавказский надвиг, который контролирует южную границу орогена Большого Кавказа в России и Грузии, прослеживается в западном направлении вдоль северной границы Черного моря, включая южную часть Крымского полуострова» [325, стр. 68]. Разноориентированные, падающие в разных направлениях сейсмогенные зоны, по

определению, не могут быть подобно пропеллеру (да к тому же – и с изломом) объединены в одну структуру, маркирующую крупный региональный надвиг или поддвиг, который протягивается вдоль всего Крымско-Кавказского побережья.



Рисунок 4.4. Распределение с глубиной очагов слабых землетрясений: *a* – схема эпицентров; *б* – сечение I–I', *в* – сечение II–II' (*1* – очаги землетрясений; *2* – линия тренда) (по [325]); *г* – распределение по глубине количества землетрясений *N* (*1*) и суммарной выделенной сейсмической энергии *E* (2) (по [191]).

Особенности пространственного распределения сейсмичности региона учитывались при параметризации зон возможного возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ) и составлении линеаментно-доменно-фокальных (ЛДФ) моделей, положенных в основу карт общего и детального сейсмического районирования как при оценке долговременной сейсмической опасности территории Украины [30, 130, 203, 219, 255, 261, 304], так и при адаптация этих карт к требованиям нормативно-методических документов Российской Федерации [6, 220, 303].

4.2. Характеристика данных, использованных для идентификации обстановок сейсмогенеза в регионе

Как уже отмечалось, общий уровень сейсмичности Крымско-Черноморского региона (в рамках границ настоящего исследования) значительно ниже, чем в пределах остальных

вышеописанных объектов. Это обстоятельство существенным образом сказывается как на репрезентативности полученной выборки данных по решениям механизмов очагов (таблица 4.1), так и на фактологическом наполнении самих решений ввиду ограниченной (по вполне объективным и объяснимым причинам) возможности регистрации необходимого количества первых вступлений от землетрясений с относительно невысокими магнитудами или энергетическими классами.

Тем не менее, имеющийся материал позволяет получить весьма значимые сведения об особенностях проявления сейсмогенерирующих полей напряжений и их возможных трансформаций в пределах исследуемого региона, вполне согласующиеся с ранее полученными выводами.

В обработке изначально было задействовано 31 решение механизмов очагов (т.е. все, имеющиеся по состоянию на 01.06.2017 г., таблица 4.1), которые получены, в основном, крымскими сейсмологами [247-251, 253, 255, 256, 259, 262, 264] и специалистами ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН» (ФИЦ ЕГС РАН) [71, 140]. После указанной даты опубликованы данные еще по 4-м очагам ([254, 267], в таблице 4.1 – №№32-35), которые использовались либо как верификационные элементы, либо привлекались к построению моделей, на что указано при описании обстановок сейсмогенеза.

Исследуемые очаги рассредоточены в полосе широт $\varphi = 43 \div 46^{\circ}$ N – от прибрежной части Северной Добруджи на западе до района Анапы на востоке. Большая их часть тяготеет к области континентального склона южнее Крымского полуострова и к зоне сочленения Индоло-Кубанского прогиба с Туапсинской впадиной (рисунок 4.5). В меньшем количестве получены решения механизмов очагов для землетрясений, локализованных в пределах юго-западного шельфа Черного моря, в Западно-Черноморской впадине и в районе Центрально-Черноморского поднятия (вал Андрусова).

При этом 23 очага отражают кинематические обстановки сжатия, действующего в разных направлениях. Сдвиговые очаги (№№4, 11, 33 в таблице 4.1⁶) сформировались в обстановках ортогонального сжатия или растяжения. Остальные 9 механизмов (4 – сбросового и 5 – взбросо-сбросового деформационных режимов) свидетельствуют о наличии условий регионального растяжения.

Следует отметить, что отнесение всех очагов, характеризующихся по классификации [98, 126] взбросо-сбросовым режимом, к разряду «шарьяжных», только на том основании, что одна из нодальных плоскостей является чрезвычайно пологой (как это принято в работе [325]), является некорректным. Ранее отмечалась особенность структурно-кинематической

⁶ Чтобы не перегружать изложенное, при ссылке на то или иное землетрясение из данного каталога будет приведен только его порядковый номер в таблице 4.1 без указания даты события и его остальных параметров (если таковые не являются предметом специального рассмотрения).
Таблица 4.1. Основные параметры решений механизмов очагов землетрясений Крымско-Черноморского региона.

32		1.11		V	21-01		0.00	- 7		17 - X	() ()	V	N 01	n - 1	10 10	7		D			12.00	· · · · ·	0.00	1		2			21-03		0.00		-	V 17	1 1	N 1	12 12
	., угол) Леформационный режим		125 ∠ 22 Сбросовый	69 Z 70 Взбросовый	230 2 32 Взбросо-сдвиговый	359 / 02 Сдвиговый	195 ∠ 35 Взбросо-сбросовый (раст.)	292 ∠ 34 Взбросо-сбросовый (раст.)	92 2 58 Взбросовый	292 ∠ 34 Взбросо-сбросовый (раст.)	325∠63 Взбросовый	14 ∠ 60 Взбросовый	344 ∠12 Сдвиговый	318 ∠ 48 Взбросовый	301 ∠ 66 Взбросовый	55 ∠ 61 Взбросовый	223 ∠ 18 Сбросовый	24 ∠ 35 Взбросо-сбросовый (раст.)	136 ∠ 61 Взбросовый	210 ∠ 42 Взбросо-сбросовый (раст.)	320 ∠ 34 Взбросо-сдвиговый	91 ∠ 74 Взбросовый	181 ∠ 45 Взбросо-сдвиговый	176 ∠ 12 Сбросовый	192 ∠ 71 Взбросовый	213∠48 Взбросо-сдвиговый	344 ∠ 08 Сбросовый	172 2 90 Взбросовый	181 ∠ 76 Взбросовый	78 ∠75 Взбросовый	183 ∠ 71 Взбросовый	350 ∠ 39 Взбросо-сдвиговый	209 ∠ 62 Взбросовый	19 ∠ 44 Взбросо-сдвиговый	106 ∠ 20 Сдвиговый	325∠81 Взбросовый	104 ∠ 71 Взбросовый
	ряжений (аз	N	28 217	233 2 19	68 2 57	265 2 62	298 ∠ 18	29 211	204 2 13	29 211	57 2 01	139 2 18	159 278	81 226	94 222	254 2 28	317 214	118 2 05	277 23	302 2 02	173 2 52	283 ∠15	53 2 32	268 2 07	342 217	14 2 41	78 2 29	82 201	352 2 13	297 212	289 207	117 236	108 2 06	225 2 43	315 2 67	66 2 02 3	284 2 19
	Оси нап	Р	263 2 62	325 2 05	325 2 08	90∠28	50 2 50	134 2 54	301 229	134 2 54	147 227	236 23	254 201	188 2 30	188 2 10	160 2 08	81267	215 255	14217	35 2 48	61 2 16	192 2 03	304 29	27 / 77	74 2 09	113 2 10	240 259	172 200	82 2 02	205 209	20 218	232 230	16 27	122 / 13	200 2 10	156 2 09	14 2 00
	етры NP2	тип разрыва	Пев. сдвиго-сброс	Пев. сдвиго-взброс	Пр. взбросо-сдвиг	Пев. сбросо-сдвиг	Пев. сдвиго-сброс	Cépoc	Bsőpoc	Cépoc	Bs6poc	Пр. сдвиго-надвиг	Певый сдвиг	Пр. надвиго-сдвиг	Пр. сдвиго-надвиг	Пев. сдвиго-надвиг	Пр. сдвиго-сброс	Cépoc	Пев. сдвиго-взброс	Пр. сдвиго-сброс	Певый сдвиг	Пев. сдвиго-надвиг	Пев. надвиго-сдвиг	Cépoc	Пев. сдвиго-взброс	Пев. взбросо-сдвиг	Пев. сдвиго-сброс	Взброс (надвиг)	Пев. сдвиго-взброс	Пев. сдвиго-надвиг	Bsőpoc	Правый сдвиг	Надвиг	Пев. взбросо-сдвиг	Певый сдвиг	Надвиг	Пр. сдвиго-взброс
	Парам	вектор	291 2 21	345 2 47	282 2 28	138 2 18	144 271	255 275	333 2 70	255 275	150 272	42 2 20	298 2 09	346 2 10	350 2 32	3 2 31	54 2 25	1279	45 2 55 .	32 2 03	277 2 11	26 2 40	149 2 09	2 2 33	93 2 51	150 2 40	314 2 45	351 2 45	96 2 45	35∠35	32 2 62	22 2 06	200 2 18	334 2 19	62 2 07	335 236	176 2 42
		пл-ть	334 2 28	308 2 53	4274	221 2 69	210 2 82	301 2 80	290 275	301 2 80	146 272	87 227	210 2 82	58 2 29	32 2 40	311 2 44	22 2 29	29 2 80	355 2 66	353 2 04	195 2 54	356 2 44	73 2 33	348 2 34	60 2 56	82 2 66	8 2 59	354 2 45	70 2 48	10 2 38	14 2 62	105 2 37	181 2 19	262 2 49	334 2 68	338 2 36	212 2 48
	TPbi NP1	тип разрыва	Пр. сдвиго-сброс	Пр. сдвиго-надвиг	Пев. взбросо-сдвиг	Пр. сбросо-сдвиг	Пр. сбросо-сдвиг	Пр. сбросо-сдвиг	Пр. сдвиго-надвиг	Пр. сбросо-сдвиг	Надвиг	Пев. сдвиго-взброс	Правый сдвиг	Пев. сдвиго-взброс	Пев. сдвиго-взброс	Пр. сдвиго-взброс	Cépoc	Пр. сдвиго-сброс	Пр. сдвиго-надвиг	Cépoc	Пр. взбросо-сдвиг	Пр. сдвиго-взброс	Пр. сдвиго-взброс	Cépoc	Пр. сдвиго-надвиг	Пр. взбросо-сдвиг	Пр. сдвиго-сброс	Взброс (надвиг)	Пр. сдвиго-надвиг	Bs6poc	Надвиг	Пев. сдвиго-взброс	Bs6poc	Пр. взбросо-сдвиг	Пр. взбросо-сдвиг	Bs6poc	Пев. сдвиго-взброс
	Параме	вектор	154 2 62 1	128 2 37	184 2 16	41 221	30 2 08	121 2 10	110 2 15 1	121 2 10	326 2 18	267 2 63	30 2 08	238 2 61	212 2 50	131 2 46	202 2 61	209 2 10	175 2 24	173 2 86 0	15 2 36	176 2 46	253 2 57	168 2 56 (240 2 34 1	262 2 24	188 2 31	174 2 45	250 2 42	190 2 52 1	194 2 28	285 2 53	01 271	82 2 41	154 222	158 2 54 1	32 2 42
		III-Tb	111 269	165 243	102 262	318 272	324 19	75 2 15	153 220	75215	330 2 18	222 270	118 281	166 280	170 258	183 2 59	234 265	181 211	225 235	212 287	61 Z 79	206 250	329 281	182 257	273 239	330 250	134 2 45	171 245	276 245	215 255	212 / 28	202 284	20 272	154 271	242 283	155 2 54	356 248
50	W		6.9	5.8	4.5	4.4	4.4	2.5	2.5	2.5	4.2	5.8	5.1	4.3	3.9	4.3	4.7	3.7	4.6	4.2	3.2	4.6	4.9	3.5	4.3	5.6	4.1	3.1	4.4	3.2	4.1	4.6	3.4	4.3	3.5	4.1	4.2
	чага	H, KM	15	55	19	15	25	15	5	20	46	20	11	18	13	14	28	30	24	33	10	33	22	37	20	29	9	5	20	18	31	24	-	18	13	35	25
	ИНАТЫ О	N°E I	34.3	37.3	37.2	32.7	36.52	34.2	34.3	34.8	32.44	38.0	29.01	31.69	32.01	34.53	35.06	31.7	37.44	31.0	34.16	35.73	33.68	37.71	35.37	37.7	37.14	30.95	34.23	37.08	36.13	37.54	34.35	34.46	34.41	31.59	34.95
	Коорд	Nod	44.3	44.7	44.8	44.6	45.03	44.2	44.5	44.7	43.83	44.4	45.27	43.52	44.98	44.78	44.7	43.3	44.72	45.3	44.51	43.03	44.05	44.71	43.6	44.82	44.72	45.34	44.16	44.56	43.35	44.83	44.53	44.49	44.63	42.46	42.35
	Лата	t	11.09.1927	12.07.1966	1 22.07.1972	1 06.08.1972	20.02.1973	1955-1975	1955-1975	1955-1975	17.04.1975	03.09.1978	13.11.1981	03.03.1986	02.04.1988	1 02.07.1990	16.08.1990	1 25.07.1991	27.08.1992	1 29.03.1992	22.11.1996	09.06.1997	18.10.1998	08.08.1999	04.03.2001	1 09.11.2002	13.03.2005	07.05.2008	12.04.2009	05.10.2007	17.03.2011	10.12.2012	15.10.2013	05.07.1984	13.05.2016	1 28.06.2016	22.07.2016
	Ň			CN .	63	4	47	9	1		5	10	11	12	15	14	15	16	11	18	15	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	36

Примечание: проекции векторов смещения одной нодальной плоскости в решении механизма очага совпадают с полюсом другой

плоскости.

идентификации разрывов в системах данного типа: нодальные плоскости могут быть представлены или взбросами (надвигами, шарьяжами) – при углах наклона оси P=30÷45°, или сбросами – при углах наклона оси T=30÷45°. В приведенном в статье [325] каталоге почти все очаги так называемого «шарьяжного» типа обусловлены обстановками растяжения (т.к. их нодальные плоскости идентифицируются как сбросы); и лишь одно решение (№12 в таблице 4.1) отражает влияние субмеридионального сжатия. По характеру тензора напряжений механизм этого очага является взбросовым ($\gamma^1 = 30^\circ$, $\gamma^2 = 26^\circ$, $\gamma^3 = 48^\circ$), хотя и близким к очагам взбросо-сбросового типа. При этом совершенно не очевидно, что реальному сейсмогенному разрыву в очаге соответствует полого падающая нодальная плоскость NP2=58∠29° (азимут и угол падения), которая могла бы (учитывая элементы ее залегания) соответствовать определению «шарьяжный». Но и по отношению к ней это утверждение не применимо, поскольку сама плоскость, по сути, является очень пологим правым сдвигом с некоторой надвиговой составляющей (отклонение вектора смещения от горизонтального положения на плоскости составляет 22°). Вторая из плоскостей этого очага (NP1=166∠80°) также не подпадает под определение «шарьяжный» по причине слишком крутого угла падения (левый сдвиго-взброс с наклоном вектора смещения в плоскости разрыва, равным 64°). Следовательно, отнесение всех очагов, характеризуемых взбросо-сбросовым режимом, к категории «шарьяжных» искажает кинематическую обстановку формирования данного типа сейсмогенеза.

Таким образом, в анализируемом каталоге превалируют очаги, сформированные в обстановках регионального сжатия и характеризуемые деформационными режимами: взбросовым – 17 очагов (49%) и взбросо-сдвиговым – 6 (17%). Условиям растяжения соответствуют 4 очага сбросового (11%) и 5 – взбросо-сбросового (14%) типов. Три землетрясения (9%) имеют сдвиговую природу, два из которых могли быть обусловлены как субширотным сжатием, так и субмеридиональным растяжением, а третье сформировалось, вероятнее всего, в условиях субмеридионального сжатия.

Гипоцентры 28-и землетрясений локализованы в земной коре на глубинах до 30 км, 5-ти – в интервале глубин от 30 до 40 км. Два события (на глубинах 46 и 55 км), учитывая возможные погрешности определения глубины очага, могут рассматриваться, как пограничные – нижнекоровые или верхнемантийные.

Пространственное распределение очагов, характеризующихся различными кинематическими условиями и деформационными режимами, указывает на практически повсеместное проявление разнообразных обстановок сейсмогенеза в регионе, с одной стороны, и на отсутствие приуроченности исключительно однотипных механизмов очагов к определенным геоструктурным элементам – с другой (рисунок 4.5). По-видимому, это

обусловлено как недостаточной статистической представительностью анализируемого материала (решений механизмов очагов) для такого сложного в геологическом и геодинамическом отношении сегмента литосферы, каковым является Черное море и прилегающие территории, так и неравновесным состоянием рассматриваемой геодинамической системы. Учитывая результаты изучения особенностей проявления сейсмогенеза и полей напряжений в пределах системы Загрос и в очаговой области Вранча, представляется, что второй из указанных факторов является определяющим. По этой причине основное внимание при анализе обстановок и типов сейсмогенеза уделено общим закономерностям проявления сейсмогенерирующих полей напряжений и их возможных трансформаций. Структурнокинематическая идентификация тех или иных геоструктурных элементов региона обоснована лишь в той мере, в какой это позволяют выполнить результаты данного анализа и их представительность.



Рисунок 4.5. Схема размещения очагов землетрясений Крымско-Черноморского региона, для которых получены решения механизмов очагов землетрясений (по [251] с дополнениями по [71, 140, 254, 267]). Затемнены (здесь и далее) области волн сжатия, черная и белая точки – проекции осей Р и Т соответственно.

Из вышесказанного следует, что методология построения моделей сейсмогенеза, положенная в основу анализа статистически представительных выборок данных по Загросу, Вранча и Кавказу, в данном случае имеет существенные ограничения. Тем не менее, при детальном рассмотрении однотипных (по кинематическим обстановкам и деформационным режимам) решений механизмов очагов Крымско-Черноморского региона выявляются некоторое сходство между ними и относительная близость значений их основных параметров. Результаты обобщения и усреднения последних (путем определения среднегеометрического или среднеарифметического) позволяют построить некое подобие стереографических моделей сейсмогенеза (по аналогии с Загросом, Вранча и Кавказом), которые, ввиду их статистической необеспеченности, можно обозначить как *«субмодели»* или *«квазимодели»*, полагая, что они в определенной мере отражают основные особенности сейсмогенерирующих полей напряжений, но, в то же время, допуская уникальность каждого из очагов, аппроксимируемых этой квазимоделей весьма ограничены. Для большинства из них основным показателем является размах вариации (угловая разница максимального и минимального значений) и/или абсолютное отклонение от среднего. Более представительная выборка решений механизмов взбросовых очагов, формирование которых обусловлено обстановками субмеридионального сжатия, может оцениваться полным набором показателей – от средних значений абсолютного отклонения до коэффициента вариации.

Следует также учитывать, что магнитуды землетрясений рассматриваемой выборки, за редкими исключениями (например, 11.09.1927 г., *M*=6.9, 12.07.1966 г., *M*=5.8), являются относительно невысокими (таблица 4.1). Соответственно, решения их механизмов могут содержать определенные погрешности, сопоставимые по величине с абсолютными отклонениями значений параметров очагов, используемых для обоснования квазимоделей разных типов сейсмогенеза.

На первый взгляд, закономерности в распределении основных параметров решений механизмов анализируемой выборки (положения нодальных плоскостей, ориентировки осей нормальных напряжений и векторов смещений), не столь очевидны, как в вышеописанных статистически обеспеченных регионах. Тем не менее, в качестве отправной точки их сопоставительного анализа представляется возможным исследовать проявления разных деформационных режимов сейсмогенеза в рамках кинематических обстановок ортогонального и диагонального сжатия и растяжения. При более детальном рассмотрении, разнообразие решений механизмов очагов и особенности распределения значений их параметров позволяют обосновать некоторые соотношения последних в качестве индикаторов инверсий кинематических обстановок (когда оси Р и Т меняются местами) или трансформаций поля напряжений (когда меняются местами плоскости максимальных касательных и нормальных напряжений или происходит некоторое изменение значений параметров по сравнению с моделями сейсмогенеза, сформированными в обстановках первичных полей напряжений и, соответственно, деформационных режимов).

Как показал последующий анализ выполненных построений, системный характер полученных результатов, во-первых, свидетельствует о корректности данного подхода (за объективным неимением других возможностей) и, во-вторых, существенно расширяет

184

представления об особенностях проявления полей напряжений, обусловивших процессы сейсмогенеза в регионе [65].

4.3. Особенности проявления кинематических обстановок сжатия

Выше отмечалось, что очаги землетрясений, сформированные в обстановке *субмеридионального сжатия*, в количественном отношении доминируют в регионе. Они распространены практически повсеместно и характеризуются преимущественно взбросовым деформационным режимом (рисунок 4.6).

Для построения квазимодели данного типа сейсмогенеза использованы решения механизмов очагов 8-ми землетрясений (№№13, 14, 17, 20, 26, 28, 29 и 31 в таблице 4.1), значения параметров которых образуют на стереограмме относительно компактные скопления. Проекции главных осей очага №12 «выпадают» из этого распределения; его решение не было использовано при построении, несмотря на то, что ось сжатия P ориентирована в меридиональном направлении (188∠30°). При анализе этот очаг рассматривался в контексте возможных трансформаций сейсмогенерирующего поля напряжений (рисунок 4.7). Данные по землетрясению 22.07.2016 г. (№35) были опубликованы после построения данной квазимодели [267], поэтому они были использованы в качестве верификационного элемента, о чем будет сказано ниже.

Поскольку, согласно методике исследования напряжений и разрывов в очагах [35], в решениях их механизмов направления осей *P* и *T* являются производными от элементов залегания нодальных плоскостей, в данном случае для совместной обработки удобнее использовать параметры (ориентировки и углы падения) полюсов этих плоскостей (рисунок 4.7 *a*). Рассчитанные средние значения их составляют: $pNP1=14\angle50^\circ$, $pNP2=183\angle40^\circ$. Соответственно, сами плоскости идентифицируются как надвиг и взброс с элементами залегания $194\angle40^\circ$ и $3\angle50^\circ$ (азимут и угол падения) без сколько-нибудь существенной сдвиговой составляющей и с ориентировкой проекций векторов смещений $183\angle40^\circ$ и $14\angle50^\circ$ (см. примечание к таблице 4.1).

Полученные (несмотря на относительную малочисленность выборки) статистические оценки абсолютных отклонений от среднего значения полюса каждой плоскости составляют: среднее абсолютное отклонение – $\Delta_I = 17^\circ$, $\Delta_2 = 19^\circ$; размах вариации – $R_I = 8^\circ$, $R_2 = 29^\circ$; дисперсия – $s_I^2 = 13^\circ$, $s_2^2 = 84^\circ$; стандартное отклонение – $s_I = 4^\circ$, $s_2 = 9^\circ$. Соответственно, коэффициенты вариации равняются: $V_{NPI} = 21\%$ и $V_{NP2} = 48\%$. Поскольку при V<33% выборка считается

однородной, то значение V_{NPI} =21% для *pNP1* можно рассматривать в качестве формализованного критерия при определении плоскости реального сейсмогенного разрыва в смоделированном очаге. Ниже будет показано, что этот критерий действительно «работает», поскольку значения параметров нодальных плоскостей, идентифицируемых в очагах данного типа по другим признакам как сейсмогенные разрывы, соответствуют плоскости *NP1* полученной квазимодели.



Рисунок 4.6. Распределение очагов землетрясений, обусловленных обстановками субмеридионального сжатия, и структурно-кинематические характеристики их нодальных плоскостей. Условные обозначения (для этой и последующих схем распределения очагов, обусловленных разными обстановками – на рисунках 4.8, 4.10 и т.д.): 1-5 – эпицентры очагов взбросового (1), взбросо-сдвигового (2), сдвигового (3), сбросового (4) и взбросо-сбросового (5) типов и их номера в таблице 5.1; 6-7 – направления сжатия (6) и растяжения (7) в момент землетрясения; 8-11 – проекции нодальных плоскостей (черные – для обстановок сжатия, красные – растяжения) на горизонтальную поверхность, их номера, углы падения и структурнокинематические характеристики (8 – взбросы, 9 – надвиги, 10 – сдвиги и направления перемещения вдоль них, 11 – сбросы); 12 – вероятное направление разрыва в очаге, установленное с использованием азимутальных годографов Р-волн (по данным [258, 264]). Примечание: а) бергштрихи – со стороны висячего крыла разрыва; б) положение очага №33 снесено по стрелке.

Приведенные статистические оценки позволяют расценивать результаты данных построений как статистически вполне обоснованную модель (а не квазимодель), в которой реконструированное поле напряжений характеризуется значениями: $P=8 \angle 06^\circ$, $N=277 \angle 08^\circ$ и $T=135 \angle 82^\circ$; деформационный режим, естественно, взбросовый.



Рисунок 4.7. Стереографическое отображение обстановок регионального субмеридионального сжатия (транспрессии): a – модель сейсмогенеза взбросового типа; δ , b – соотношение (δ – на стереограмме, в – на разрезе) параметров полученной модели и структур, образовавшихся в трансформированном поле напряжений: механизма взбросового очага №12 (с индексом 12) и реконструированного положения Березовского надвига в Равнинном Крыму (элементы с индексом БН в пересчете на нижнюю полусферу). Условные обозначения. На стереограммах: 1-4 – проекции нодальных плоскостей и их структурно-кинематическая характеристика – сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги (1), взбросы, сдвиго-взбросы (2), надвиги (3), сбросы, сдвигосбросы (4), бергштрихи со стороны падения плоскости, стрелки – направления перемещения лежачего крыла; 5-7 – проекции главных осей напряжений (5 – максимального сжатияминимального растяжения, 6 – максимального растяжения-минимального сжатия, 7 – промежуточной); 8 – проекции плоскостей размещения главных осей нормальных напряжений; 9-10 – разброс значений одноименных параметров решений механизмов очагов в квазимоделях для двух (9) и более (10) аппроксимируемых событий; 11-12 – направления действия регионального сжатия (11) и растяжения (12); 13 – границы секторов регионального сжатия и растяжения в соответствующих квазимоделях; 14 – величина смещения параметров тензора напряжений в инверсионных обстановках. На разрезах: 15-17 – проекции на плоскость разреза осей сжатия (15), растяжения (16) и нодальных плоскостей с указанием направления перемещения вдоль них (17); 18 – сектора, образуемые сближенными проекциями осей напряжений и нодальных плоскостей (затенено), их биссектрисы и угловые расстояния между ними. Примечание: здесь и далее эти обозначения используются в разных цветовых сочетаниях с комментариями в тексте и (или) в подрисуночных подписях.

Сравнение тензора напряжений полученной модели с параметрами осей главных напряжений в решении очага №35 ($P=14\angle00^\circ$, $N=284\angle19^\circ$, $T=104\angle71^\circ$) показывает их значительное сходство, что позволяет рассматривать это решение в качестве верификационного элемента стереографической модели данного типа сейсмогенеза.

Элементы залегания нодальных плоскостей механизма очага №12 ($NP1=166∠80^\circ$, $NP2=58∠29^\circ$) явно «выпадают» из общего распределения. В то же время, проекции осей сжатия и растяжения очага №12 на стереограмме расположены в непосредственной близости от нодальных плоскостей полученной модели и наоборот (рисунок 4.7 δ). Поскольку обе оси сжатия располагаются строго в противоположных сегментах стереограммы (по азимутам 8° и 188°), а промежуточная ось N ориентирована субширотно, вполне допустимо предположить, что в этом очаге система напряжений претерпела трансформацию по отношению к первичному положению регионального поля (горизонтального субмеридионального сжатия) на рисунке 4.7 a, вследствие чего направления действия их нормальных и максимальных касательных напряжений поменялись местами. Это проиллюстрировано на меридионально ориентированном (по направлению действия осей P) разрезе (рисунок 4.7 a), где нодальные плоскости очага №12 почти совпадают с направлением осей сжатия и растяжения полученной квазимодели и наоборот, образуя сектора в (10±4)°. При этом угловое расстояние между центрами секторов составляет (45±3)°, а угол разворота системы против часовой стрелки вокруг промежуточной оси оценивается в 35÷40°.

Обратим внимание на региональный геологический аспект, согласующийся с особенностями проявления данного типа сейсмогенеза. Он касается результатов построения стереографических взбросовых моделей деформационных режимов новейшего разрывообразования в пределах Горного Крыма. В подразделе 2.3 приведено две сходных модели субмеридионального сжатия, в которых оси сжатия имеют небольшой наклон в разные стороны — на север и на юг (рисунок 2.27 a, δ). Там же высказано предположение, что «поясной» характер распределения полюсов разрывов и осей напряжений в моделях взбросового типа обусловлен возникновением (активизацией) значительной части тектонических трещин и смещений в период, соответствующий началу последнего этапа горообразования (поздний миоцен), когда залегание пород в Горном Крыму еще было близким к горизонтальному. Поэтому объединение в одну модель тех «парных» моделей, которые на стереограмме характеризуются диаметрально противоположным положением осей сжатия рисунок $2.27 a, \delta$), для целей изучения новейшего разрывообразования (например, представлялось нецелесообразным, поскольку приводило к нивелировке «поясного» распределения последних, выведя их в субгоризонтальное положение. Полученная модель взбросового сейсмогенеза, обусловленного современными обстановками субмеридионального сжатия (рисунок 4.7 *a*), в полной мере согласуется с соответствующими моделями разрывообразования Горного Крыма при условии приведения их в изначальное положение – с горизонтально ориентированной осью сжатия нормальных напряжений.

В обстановке субмеридионального сжатия было реализовано и землетрясение 13.05.2016 г., механизм очага которого характеризуется сдвиговым деформационным режимом (№33 в таблице 4.1 и на рисунке 4.6), являясь антиподом сдвиговых очагов №№4,11, которые, вероятнее всего, сформировались в условиях субмеридионального растяжения.

Кинематические обстановки *субширотного сжатия*, которые проявлены гораздо слабее, тем не менее, также имели место в пределах исследуемого региона (рисунок 4.8).



Рисунок 4.8. Распределение очагов землетрясений, обусловленных обстановками субширотного сжатия (показаны черным) и субмеридионального растяжения (показаны красным), и структурно-кинематические характеристики их нодальных плоскостей. *Условные обозначения см. на рисунке 4.6.*

Однозначно на это указывают решения механизмов двух очагов землетрясений (№№23 и 27 в таблице 4.1) с весьма близкими параметрами, размах вариации между которыми не превышает $8\div13^{\circ}$ (при абсолютном отклонении от среднего $4\div7^{\circ}$), что позволило объединить их в одну квазимодель взбросового типа (рисунок 4.9 *a*). Ее нодальные плоскости $NP1=276\angle42^{\circ}$ и $NP2=64\angle54^{\circ}$ идентифицируются, соответственно, как правый сдвиго-надвиг – надвиг с некоторой правосдвиговой составляющей, и левый сдвиго-взброс – собственно взброс с незначительным отклонением направления смещения по левому сдвигу. Реконструированное поле напряжений характеризуется значениями: $P=78\angle06^{\circ}$, $N=346\angle15^{\circ}$ и $T=188\angle74^{\circ}$.

Формирование очагов землетрясений сдвигового типа с широтно ориентированной осью P (№№4 и 11 в таблице 4.1) равновероятно как в обстановках субширотного сжатия, так и субмеридионального растяжения (рисунок 4.9 \boldsymbol{o}). В первом случае оси P и T характеризуют направления действия, соответственно, максимального и минимального сжимающих напряжений, во втором – минимального и максимального растяжения. Предполагаемые

разрывы в очагах представлены сдвигами (№11) и сдвигами с незначительной сбросовой составляющей (№4). При этом нодальные плоскости *NP2* имеют весьма близкие элементы залегания ($221 \angle 69^\circ$ и $210 \angle 82^\circ$), размах вариации полюсов которых не превышает 16°, а абсолютное отклонение – 8°. Расхождения в остальных параметрах более существенны и достигают 32° (с отклонением от среднего до 16°), что незначительно выходит за пределы пятнадцатиградусного доверительного интервала, используемого при тектонофизических реконструкциях [98]. Построенная путем усреднения значений соответствующих параметров квазимодель (рисунок 4.9 *б*) отражает общий характер обстановок формирования обоих очагов, который можно аппроксимировать тензором напряжений с $P=82 \angle 16^\circ$, $N=235 \angle 72^\circ$ и $T=352 \angle 07^\circ$ и нодальными плоскостями $NP1=308 \angle 84^\circ$, $NP2=218 \angle 72^\circ$, первая из которых представляет собой правый сдвиг с весьма незначительной взбросовой составляющей, вторая – левый сдвиг.



Рисунок 4.9. Квазимодели, аппроксимирующие кинематические обстановки субширотного сжатия (*a* – взбросовый деформационный режим) или субширотного сжатия – субмеридионального растяжения (*б* – сдвиговый деформационный режим). Условные обозначения см. на рисунке 4.7.

Кинематические обстановки регионального юго-восточного-северо-западного сжатия реконструированы в очагах землетрясений, образующих две относительно компактные группы, одна из которых локализована в пределах Южно-Крымской сейсмогенной зоны и ее югозападного продолжения, вторая – в районе Анапы (рисунок 4.10). В этих обстановках формировались очаги, характеризующиеся взбросовым и взбросо-сдвиговым деформационными режимами, каждый из которых представлен 4-мя событиями. Особенности проявления сейсмогенеза в данной кинематической обстановке, учитывая результаты предыдущих построений, можно обосновать, сопоставляя по отдельности параметры групп очагов с разным деформационным режимом.



Рисунок 4.10. Распределение очагов землетрясений взбросового (*a*) и взбросо-сдвигового (*б*) типов, обусловленных обстановками юго-восточного–северо-западного сжатия, и структурнокинематические характеристики их нодальных плоскостей. *Условные обозначения см. на рисунке* 4.6.

Сравнение очагов взбросового типа показало, что особенности их проявления аналогичны таковым для сейсмогенеза, обусловленного обстановками субмеридионального сжатия: полученные решения позволяют обосновать две квазимодели, которые можно рассматривать как следствие влияния инверсионных полей напряжений, когда проекции осей сжатия и растяжения одной из них на стереограмме тяготеют к проекциям нодальных плоскостей второй и наоборот.

В первой квазимодели (рисунок 4.11 *a*), построенной путем осреднения значений параметров сходных механизмов очагов (NeNe2 и 7 в таблице 4.1), ориентировки осей напряжений составляют: $P=315\angle 17^\circ$, $N=216\angle 20^\circ$ и $T=80\angle 64^\circ$. Нодальные плоскости, первая из которых представляет собой надвиг с существенной правосдвиговой составляющей, вторая – левый сдвиго-взброс (взброс с незначительной сдвиговой компонентой), имеют элементы залегания $NP1=156\angle 34^\circ$ и $NP2=298\angle 64^\circ$. При этом размах вариации значений одноименных параметров равен $15\div31^\circ$ при абсолютном отклонении $8\div16^\circ$; последнее, как и в случае сдвигового типа, лишь незначительно выходит за пределы пятнадцатиградусного доверительного интервала.



Рисунок 4.11. Квазимодели взбросового (*a*, *б*) и взбросо-сдвигового (*г*) типов, аппроксимирующие кинематические обстановки юго-восточного–северо-западного сжатия; *в* – соотношение на разрезе проекций нодальных плоскостей и главных осей напряжений для первой (черное, с индексом 1) и второй (синее, с индексом 2) квазимоделей взбросового типа; на рис. *г* показано (синее, с индексом 32) решение механизма очага землетрясения 05.07.1984 г. взбросо-сдвигового типа (№32 в таблице 4.1). *Условные обозначения см. на рисунке 4.7*.

Вторая из квазимоделей (рисунок 4.11 б), аппроксимирующая решения также механизмов двух очагов (в таблице 4.1 – №9 и №34, данные по которому опубликованы в последнее время [267]), характеризуется меньшим размахом вариации значений одноименных параметров ($15\div20^{\circ}$) при абсолютном отклонении $7\div10^{\circ}$. Ориентировки осей напряжений в ней составляют: $P=150 \ge 19^{\circ}$, $N=60 \ge 2^{\circ}$ и $T=323 \ge 73^{\circ}$. Первая нодальная плоскость идентифицируется как надвиг с падением на северо-запад ($NP1=333 \ge 27^{\circ}$), вторая – как взброс юго-восточного падения ($NP2=149 \ge 63^{\circ}$); смещение по обеим происходило без какой-либо сдвиговой составляющей.

Учитывая, что проекции осей сжатия полученных квазимоделей ориентированы приблизительно в противоположных направлениях (соответственно, 315° и 150°), вполне возможно, что, как и в обстановках субмеридионального сжатия, система напряжений претерпела трансформацию, вследствие которой плоскости действия нормальных и максимальных касательных напряжений поменялись местами. Это отчетливо видно на ориентированном с северо-запада на юго-восток (по направлению действия осей *P*) разрезе

192

(рисунок 4.11 *в*), где парные комбинации осей напряжений одной квазимодели и нодальных плоскостей – другой, образуют относительно узкие сектора, угловая ширина которых варьирует от 8 до 14°. При этом величины углов между биссектрисами этих секторов находятся в интервале (45 ± 2)°, что можно объяснить трансформацией (разворотом относительно оси *N*) тензоров напряжений.

Аналогом приведенных на рисунке 4.11 *а* построений в известной мере являются результаты решения механизма очага землетрясения, произошедшего 3 сентября 1968 г. (Mw=6.6, H=26 км) на южном шельфе Черного моря у побережья Турции – за пределами исследуемой территории. В работе [264] отмечено, что из нескольких определений механизма очага [409 и др.] наиболее достоверной является «... последняя по времени версия решения, полученная с использованием значительно большего числа записей объемных волн, в том числе, короткопериодными сейсмографами» [264, стр. 154]. Согласно этому решению, нодальные плоскости представлены взбросом и надвигом северо-восточного простирания, реализовавшихся под действием сжимающих напряжений с ориентировкой оси P=307∠07° (т.е. находящейся в створе одноименных осей вышеописанных квазимоделей) при субвертикальном положении оси T, характеризующей направление минимального сжатия.

Аппроксимация одной квазимоделью 3-х решений механизмов очагов взбрососдвигового типа, сформировавшихся в обстановках юго-восточного-северо-западного сжатия ($\mathbb{N}\mathbb{N}\mathbb{N}3$, 21 и 24 в таблице 4.1), также вполне допустима, хотя разброс значений параметров при этом будет несколько значительнее: абсолютное их отклонение от среднегеометрического составит от 5 до 24° (рисунок 4.11 г). Это изначально может быть предопределено самой природой взбросо-сдвиговых деформационных режимов, которые, в отличие от основных (первичных) – сдвигового, взбросового и сбросового – уже претерпели некоторую трансформацию, обусловленную локальными особенностями вмещающей среды или релаксацией напряжений в зонах динамического влияния сейсмогенных разрывов высокого ранга. Система напряжений полученной квазимодели взбросо-сдвигового типа характеризуется следующими ориентировками основных осей: $P=305 \le 10^\circ$, $N=46 \le 47^\circ$, $T=208 \le 46^\circ$. Ее нодальные плоскости с элементами залегания $NP1=338 \le 68^\circ$ и $NP2=86 \le 52^\circ$ в структурнокинематическом отношении представляют собой, соответственно, правый и левый взбрососдвиги.

Весьма интересным представляется соотношение полученной квазимодели с относительно недавно опубликованными данными [254] по решению механизма очага землетрясения 05.07.1984 г. также взбросо-сдвигового типа (№32 в таблице 4.1). Это соотношение отражает симметричный характер трансформаций тензора напряжений относительно положения оси сжатия *P* путем его разворота приблизительно на 90° таким

образом, что проекции остальных осей (T и N) меняются местами (рисунок 4.11 z). Аналогичная ситуация имела место также в Кавказском регионе (рисунок 3.20 z, z) и в пределах системы Загрос [48]. Представляется, что подобный эффект может возникать в условиях всестороннего стресса, когда ось T характеризует не растяжение, а направление минимального (дополнительного) сжатия.

Кинематическая обстановка юго-западного-северо-восточного сжатия представлена всего 3-мя решениями механизмов очагов, один из которых (№10 в таблице 4.1) характеризуется взбросовым деформационным режимом, а два (№№19 и 30) – взбрососдвиговым. Наличие данного типа сейсмогенеза в пределах Туапсинской впадины и в зоне сочленения последней с южным бортом Индоло-Кубанского прогиба (№№10 и 30, соответственно, рисунок 4.12) представляется закономерным, учитывая геодинамические особенности Кавказского региона и его обрамления. Слабое проявление сейсмогенеза, обусловленного обстановками юго-западного-северо-восточного сжатия, на юге Крымского полуострова (№19) вполне согласуется как с общим распределением ориентировок осей сжатия (σ_1) альпийского разрывообразования (рисунок 2.9 \boldsymbol{s}), так и с распределением их ориентировок в структурно-кинематических парагенезисах, сформировавшихся в условиях взбрососдвигового и взбросового деформационных режимов (рисунки 2.15 \boldsymbol{a} , 2.26 \boldsymbol{a}).



Рисунок 4.12. Распределение очагов землетрясений взбросового и взбросо-сдвигового типов, обусловленных обстановками юго-западного-северо-восточного сжатия, и структурнокинематические характеристики их нодальных плоскостей. *Условные обозначения см. на рисунке* 4.6.

Результаты аппроксимации всех 3-х решений механизмов очагов можно лишь условно назвать квазимоделью, учитывая, во-первых, использование данных, отнесенных к разным деформационным режимам, и, во-вторых, весьма существенный размах вариации значений

одноименных параметров, достигающий 45°, при абсолютном отклонении от среднего до 27°. С другой стороны, весьма узкий сектор локализации осей сжатия P во всех 3-х очагах, составляющий всего 10° (рисунок 4.13 *a*), свидетельствует об относительно устойчивом направлении регионального сжатия в данной обстановке. Полученные, за неимением других данных, результаты усреднения значений параметров всех механизмов очагов характеризуют обстановку следующими ориентировками основных осей: $P=236 \ge 10^\circ$, $N=140 \ge 38^\circ$, $T=341 \le 47^\circ$, деформационный режим – взбросо-сдвиговый. Соответственно, нодальные плоскости с элементами залегания $NP1=95 \le 49^\circ$ и $NP2=207 \le 68^\circ$ в структурно-кинематическом отношении представляют собой правый и левый взбросо-сдвиги.



Рисунок 4.13. Результаты аппроксимации кинематической обстановки юго-западного–северовосточного сжатия: a – квазимодель взбросо-сдвигового типа; δ – соотношение в разрезе проекций нодальных плоскостей и главных осей напряжений в решениях механизмов очагов (индексы соответствуют номерам землетрясений в таблице 4.1). Условные обозначения см. на рисунке 4.7.

Учитывая, что оси сжатия в механизмах очагов, сформированных в данной кинематической обстановке, ориентированы в противоположных (юго-западном – P_{10} , P_{30}^{7} и северо-восточном – P_{19}) направлениях, данную систему можно проанализировать и через призму трансформации полей напряжений – по аналогии с обстановками субмеридионального и юго-восточного-северо-западного сжатия (рисунки 4.7 *в*, 4.11 *в*). В этом случае полученная квазимодель распадается на две составляющие, представленные очагами №№ 10, 30 и №19. На ориентированном с юго-запада на северо-восток (по направлению действия осей *P*) разрезе образуемые анализируемыми решениями механизмов «триады» (проекции одной из осей напряжений и 2-х нодальных плоскостей или одной нодальной плоскости и 2-х осей напряжений) имеют секторальное распределение (рисунок 4.13 *б*). В правой (северо-восточной) части разреза они сгруппированы в пределах весьма узких (6÷8°) секторов, в юго-западной

⁷ Подстрочные индексы указанных параметров соответствуют номерам событий в таблице 4.1.

части разброс параметров триад довольно значителен $(14\div20^\circ)$. Соответственно, и величины углов между биссектрисами этих секторов характеризуются большим разбросом $(45\pm13)^\circ$, чем на разрезе, приведенном на рисунке 4.11 *в*. Тем не менее, и в данном случае просматривается секторальное распределение в углах наклонов проекций рассматриваемых параметров, объясняемое инверсией (разворотом относительно оси *N*) тензоров напряжений, когда плоскость действия касательных напряжений в очагах №№10 и 30 становится плоскостью размещения осей нормальных напряжений, реконструированных в очаге № 19, и/или наоборот.

Такая трактовка, несмотря на малочисленность имеющихся данных по региону, вполне допустима, поскольку подобные трансформации взбросовых полей напряжений с юговосточной–северо-западной ориентировкой осей сжатия установлены как в соседнем – Кавказском регионе (рисунок 3.20 *e*), так и в свете относительно недавних событий (землетрясения 18.08.2014 г. и 12.11.2017 г.) – в зоне Загрос (рисунок 4.14).



Рисунок 4.14. Трансформация взбросового поля напряжений юго-восточного-северозападного сжатия в системе Загрос: a – соотношение параметров стереографической модели 3-го типа сейсмогенеза (из рисунка 4.6 δ , черное) и решений механизмов очагов 18.08.2014 г. (синее, с индексом 2) и 12.11.2017 г. (красное, с индексом 3); δ – положение в разрезе проекций нодальных плоскостей и осей напряжений стереографической модели 3-го типа сейсмогенеза (черное, с индексом 1) и решений механизмов очагов указанных событий (соответственно, синее и красное с индексами 2 и 3). Условные обозначения см. на рисунке 4.7.

Последний пример (рисунок 4.14) является весьма показательным, поскольку угловая величина секторов, образуемых сближенными проекциями осей напряжений и нодальных плоскостей, составляет всего (8±1)°. В этих проявлениях взбросового сейсмогенеза, обусловленного обстановками юго-восточного–северо-западного сжатия, роль первичного поля тектонических напряжений, безусловно, отводится полю, в котором были сформированы 20 очагов землетрясений, аппроксимируемых моделью сейсмогенеза 3-го типа с субгоризонтальной осью сжатия. События 18.08.2014 г. и 12.11.2017 г. являются результатом трансформации последнего путем поворота тензора напряжений вокруг промежуточной оси *N* против часовой стрелки приблизительно на (45±1)°.

4.4. Особенности проявления кинематических обстановок растяжения

Кинематические обстановки растяжения в пределах исследуемого региона идентифицированы в 9-ти очагах землетрясений, рассредоточенных практически на всем его протяжении. Параметры решений механизмов четырех из них указывают на то, что эти очаги формировались в условиях сбросовых деформационных режимов. Остальные характеризуются взбросо-сбросовым режимом, причем, как было отмечено выше, все они отражают обстановки растяжения, поскольку углы наклона оси T укладываются в интервал $30\div45^\circ$, а нодальные плоскости в структурно-кинематическом отношении являются сбросами, сдвиго-сбросами или сбросо-сдвигами (таблица 4.1).

Обстановки субмеридионального растяжения представлены двумя близко расположенными очагами сбросового типа из Анапской группы (№№22 и 25 в таблице 4.1, рисунок 4.8). Размах вариации значений их основных параметров довольно значителен: для оси T, являющейся основной при определении типа кинематической обстановки, он наименьший и составляет 26° (абсолютное отклонение 13°). Квазимодель, полученная путем осреднения (рисунок 4.15 *a*), представляет собой образец «идеального» (по [98]) деформационного режима сбросового типа: ориентировки основных осей составляют $P=264 \ge 80^\circ$, $N=79 \le 09^\circ$, $T=170 \le 01^\circ$, а нодальные плоскости ($NP1=159 \le 47^\circ$ и $NP2=358 \le 44^\circ$) представлены сбросами субширотного простирания, падающими в южном и северном направлениях.

По-видимому, в обстановках субмеридионального растяжения происходило и формирование описанных выше очагов землетрясений сдвигового типа с широтно ориентированной осью P (№№4 и 11 в таблице 4.1; рисунок 4.9 \boldsymbol{o}). Их реализация равновероятно могла осуществиться как при субмеридиональном растяжении, так и при субширотном сжатии, однако, учитывая инверсионный характер изменения кинематических обстановок в регионе, первое условие представляется более вероятным.

В обстановке юго-восточного–северо-западного растяжения было реализовано самое сильное (за последние 100 лет) землетрясение в регионе 11.09.1927 г. с *М*=6.9 (№1 в таблице 4.1), вызвавшее многочисленные разрушения в пределах Южного берега Крыма и послужившее основанием для создания Крымской сети стационарных сейсмологических наблюдений. Интенсивность данного события позволяет (с некоторой долей условности) считать параметры

решения механизма его очага ($NP1=111 \angle 69^\circ$, $NP2=334 \angle 28^\circ$ – правый и левый сдвиго-сбросы, соответственно, и $P=263 \angle 62^\circ$, $N=28 \angle 17^\circ$, $T=125 \angle 22^\circ$) максимально приближенными к «эталонным» для землетрясений со сбросовым деформационным режимом, сформировавшихся в данной обстановке (на рисунке 4.15 *б* показано черным с индексом 1).



Рисунок 4.15. Результаты аппроксимации кинематических обстановок субмеридионального растяжения (*a*); механизмы очагов сбросового (черное, с индексом 1) и взбросо-сбросового (синее, с индексами 6,8) типов, сформировавшихся в условиях юго-восточного–северо-западного растяжения (*б*) и соотношение в разрезе проекций их нодальных плоскостей и главных осей напряжений (*в*). Условные обозначения см. на рисунке 4.7.

Два композитных решения с идентичными параметрами механизма очага ($M \ge M \ge 6$ и 8 в таблице 4.1) характеризуются взбросо-сбросовым режимом. На условия растяжения их возникновения указывают величины углов наклона оси T (34°) и структурно-кинематическая идентификация их нодальных плоскостей в качестве сброса и правого сдвиго-сброса (на рисунке 4.15 $\boldsymbol{6}$ – синее, с индексом 6,8).

Соотношение проекций нодальных плоскостей и главных осей напряжений в очагах со сбросовым (первичным) и взбросо-сбросовыми деформационными режимами таково, что оси Р и Т очага №1 расположены вблизи проекций нодальных плоскостей в решениях механизмов №№6 и 8, и наоборот. При этом направление промежуточной оси N в обоих случаях практически одинаково, отличаясь всего на $5 \div 6^{\circ}$ (рисунок 4.15 б). На разрезе (ориентированном с северо-запада на юго-восток, перпендикулярно оси N) разница между углами падения попарно расположенных проекций осей напряжений и нодальных плоскостей составляет $(12\pm3)^{\circ}$, а угол между серединами образуемых ими секторов – $(45\pm4)^{\circ}$ (рисунок 4.15 в). допустить Вышесказанное позволяет возможность трансформации сбросового сейсмогенерирующего поля во взбросо-сбросовое путем поворота на эту величину тензора напряжений вокруг промежуточной оси.

Все вышеперечисленные очаги (№№1, 6 и 8) образуют компактную группу в пределах Южнобережной сейсмогенной зоны, протягивающейся в северо-восточном направлении вдоль континентального склона – морфологически и тектонически выраженной границы между материковой частью и впадиной Черного моря (рисунок 4.16, врезка).



Рисунок 4.16. Распределение очагов землетрясений, обусловленных обстановками югозападного-северо-восточного и юго-восточного-северо-западного (на врезке) растяжения, и структурно-кинематические характеристики их нодальных плоскостей. Условные обозначения см. на рисунке 4.6.

Кинематические обстановки юго-западного–северо-восточного растяжения (рисунок 4.16) обусловили возникновение очагов, характеризующихся относительно широким спектром решений их механизмов и разными деформационными режимами – взбросо-сбросовым (№№5, 16 и 18 в таблице 4.1 с углами наклона оси *T* в интервале 30÷45°) и сбросовым (№15 – там же).

Учитывая установленный секторальный характер распределения ориентировок структурообразующих осей напряжений в процессах сейсмогенеза и новейшего тектонического разрывообразования, последний очаг (№15) почти отвечает условиям «идеального» деформационного режима сбросового типа ($P=81 \angle 67^\circ$, $N=317 \angle 14^\circ$, $T=223 \angle 18^\circ$) со строго диагональным ($223^\circ \leftrightarrow 43^\circ$) направлением растяжения (рисунок 4.17 *a*). Нодальные плоскости с элементами залегания $NP1=234 \angle 65^\circ$ и $NP2=22 \angle 29^\circ$ представляют собой сброс и правый сдвиго-сброс северо-западного простирания.

Два очага (№№5, 18 таблице 4.1) из трех, представленных взбросо-сбросовым деформационным режимом, имеют сравнительно близкие значения соответствующих

параметров (размах вариации составляет $7\div18^{\circ}$), что позволяет аппроксимировать их квазимоделью (рисунок 4.17 б, показана черным) с ориентировками осей напряжений $P=42\angle49^{\circ}$, $N=300\angle10^{\circ}$, $T=202\angle39^{\circ}$ и с нодальными плоскостями $NP1=211\angle84^{\circ}$ и $NP2=330\angle10^{\circ}$, одна из которых представляет собой крутой сброс, вторая – весьма пологий правый сбросо-сдвиг.



Рисунок 4.17. Кинематические обстановки юго-западного-северо-восточного растяжения: a – решение механизма очага первичного (сбросового) типа (№15); δ -e – инверсионное соотношение проявлений взбросо-сбросового типа (квазимодели №№5 и 18, показана черным, и очага №16, синий с индексом 16) на стереограмме (δ) и в разрезе (e); z – соотношение первичного и трансформированного полей напряжений на примере очагов №15 (показан черным с индексом 15) и №16 (синий с индексом 16). Условные обозначения см. на рисунке 4.7.

Разнообразие и особенности соотношения элементов решений механизмов очагов, обусловленных юго-западной–северо-восточной ориентировкой растягивающих напряжений, позволяют рассмотреть некоторые из них в качестве индикаторов инверсии кинематической

обстановки (когда оси *P* и *T* меняются местами) или трансформации поля напряжений (когда меняются местами плоскости максимальных касательных и нормальных напряжений).

Инверсионный характер проявления сейсмогенерирующего поля иллюстрирует соотношение параметров квазимодели (очаги №№5 и 18) и очага №16 взбросо-сбросового типа, в которых одна из нодальных плоскостей представлена крутым (до 80 и более градусов) сбросом, вторая – пологим (менее 10°) сбросо-сдвигом или сдвиго-сбросом. При этом оси главных напряжений P и T для этих очагов на стереограмме и в разрезе (рисунок 4.17 $\boldsymbol{6}, \boldsymbol{6}$) проецируются в противоположных направлениях таким образом, что положение оси максимального растяжения T квазимодели почти совпадает с положением оси минимального растяжения P очага №16 и наоборот: сектора на разрезе, образуемые противоположными осями и нодальными плоскостями составляют 12÷16°, а угловые расстояния между биссектрисами этих секторов – (45±1)°, что может быть обусловлено изменением тензора напряжений относительно оси N на (90±6)°.

Вполне допустимо предположить, что в данной обстановке проявилась и трансформация регионального поля напряжений, заключающаяся в замене первичного – сбросового – деформационного режима взбросо-сбросовым. На это указывает соотношение основных параметров в очагах соответствующих типов. На втором разрезе, ориентированном в югозападном–северо-восточном направлении (рисунок 4.17 г), видно, что проекции осей напряжений и нодальных плоскостей в решениях механизмов №№15 (сбросового) и 16 (взбросо-сбросового) образуют узкие (8±2)° сектора, середины которых удалены друг от друга на (45±1)°. Как отмечалось выше, подобная взаимосвязь может быть обусловлена тем, что плоскости максимальных касательных и нормальных напряжений меняются местами.

Следует добавить, что в заголовке к данному подразделу по отношению к кинематическим обстановкам растяжения изначально отсутствовало определение «региональные», которое указывает на возможность повсеместного однотипного или закономерного их проявления вследствие наличия соответствующих (растяжения или транстенсии) геодинамических условий, периодически проявляющихся в пределах всего Крымско-Черноморского региона. Основанием для этого послужило многократно описанное в литературе явление, когда локальные напряжения растяжения с образованием систем антитетических сбросов возникали в приповерхностном слое земной коры на сводах поднятий [205 и др.], в том числе и обусловленных противоположными обстановками – регионального сжатия. Однако результаты анализа проявлений сейсмогенеза и возможных трансформаций полей напряжений, полученные даже при относительной малочисленности очагов сбросового и взбросо-сбросового деформационных типов, показывают, что определение «региональные» все же применимо и по отношению к этим кинематическим обстановкам. Помимо данных по

цикличности движений земной коры в регионе, которая нашла отражение в строении и составе разновозрастных литолого-стратиграфических комплексов осадочного чехла (см. подраздел 5.4), об этом свидетельствуют избирательность ориентировок растягивающих напряжений в проявлениях сейсмогенеза, а также системный характер инверсий и трансформаций сейсмогенерирующих полей в регионе, рассмотренные в данном и в следующем подразделах.

4.5. Обобщение результатов сейсмотектонического анализа условий формирования регионального сейсмогенеза

Результаты проведенного анализа кинематических обстановок и деформационных режимов процесса сейсмогенеза в Крымско-Черноморском регионе показали, что особенности проявления сейсмогенерирующих полей напряжений согласуются с таковыми, выявленными в пределах других сегментов Средиземноморского пояса – в системе Загрос, в области Вранча и на территории Кавказа и прилегающих к нему районов.

В первую очередь это выражается в *секторальном распределении ориентировок* осей *Р* и *Т* (соответственно, в кинематических обстановках сжатия и растяжения) как в обобщающих построениях, так и в решениях отдельных механизмов очагов, не включенных в состав квазимоделей [65].

Проекции осей Р обстановок регионального сжатия локализованы в секторах ортогональных И диагональных направлений (рисунок 4.18 *a*). Три ИЗ них субмеридиональный, северо-западный-юго-восточный и субширотный – с расхождением в несколько первых градусов приближены к положению секторов, показанных на рисунке 3.21. Несколько развернутое (на 10÷15° по часовой стрелке) направление юго-западного-северовосточного сжатия в регионе по отношению к границам соответствующего сектора на рисунке 3.21 можно объяснить, во-первых, недостаточным количеством идентифицированных землетрясений данного типа сейсмогенеза и допусками, неизбежными при решении механизмов очагов, во-вторых, взбросо-сдвиговым типом деформационного режима этих проявлений, допускающим вероятность некоторой трансформации поля напряжений либо наличие транспрессии, предполагающей активизацию косого сдвига и, соответственно, отклонение оси сжатия от положения, перпендикулярного к нодальным плоскостям. По этим же причинам несколько «размыто» (до 30°) направление юго-восточного-северо-западного сжатия, хотя оси *Р* соответствующих взбросовых квазимоделей, характеризующих первичное поле напряжений, образуют сектор с углом, равным 17°.

На круговой диаграмме ориентировок осей Т в проявлениях обстановок регионального растяжения видно, что и это распределение носит секторальный характер, при этом углы секторов, образуемых осями T, составляют $8 \div 18^{\circ}$ (рисунок 4.18 $\boldsymbol{\delta}$). Аналогичные данные по обстановкам растяжения в других вышеназванных регионах отсутствуют или не обрабатывались. Тем не менее, полученные результаты согласуются как с закономерностями ориентировок осей сжатия в проявлениях сейсмогенеза, так и с секторальным распределением главных осей напряжений, установленным при анализе структурно-кинематических парагенезисов разрывов и смещений, характеризующих процессы новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма (рисунок 2.36 *а*, *б*).



Рисунок 4.18. Характер распределения ориентировок главных осей структурообразующих полей напряжений: a – осей P в квазимоделях сейсмогенеза и в решениях отдельных механизмов очагов, отражающих обстановки регионального сжатия; δ – осей T в квазимоделях сейсмогенеза и в решениях отдельных механизмов очагов, сформировавшихся в обстановках растяжения. *Условные обозначения:* 1-3 – проекции осей P в квазимоделях взбросового (1), взбросо-сдвигового (2) и сдвигового (3) деформационных режимов; 4-6 – то же самое, соответственно для отдельных очагов (номера указаны цифрами); 7-9 – проекции осей T в очагах сбросового (7), взбросо-сбросового (8) и сдвигового (9) типов; 10-11 – то же самое, соответственно для отдельных очагов (номера указаны цифрами); затенены сектора и пояса локализации осей P и T на стереограмме.

Стереограмма (рисунок 4.18 δ) показательна еще и в том отношении, что на ней просматривается «поясной» характер распределения проекций осей растяжения, аналогичный таковому для обстановок сжатия в очагах землетрясений Черноморско-Кавказского региона (рисунок 3.22). При этом к поясу $35 \div 50^{\circ}$ приурочены проекции осей *T* в проявлениях сейсмогенеза (квазимоделях и отдельных очагах), возникновение которых происходило преимущественно в условиях трансформированных систем напряжений.

В этой связи следует еще раз отметить, что в ходе описания результатов сравнительного анализа разных типов сейсмогенеза приходится оперировать такими категориями, как

«первичные» и «вторичные» поля напряжений, подразумевая, что к первой из этих категорий отнесены те из них, которые обусловили проявления сдвигового, взбросового и сбросового деформационных режимов, отнесенных (по [98]) к «идеальным». Комбинаторные их проявления в виде взбросо-сбросового, взбросо-сдвигового и т.п. деформационных режимов рассматриваются как следствия тех или иных трансформаций первичного поля. Косвенным подтверждением этого является различие энергетических уровней землетрясений, сформировавшихся в идентичных кинематических условиях, но характеризующихся разными деформационными режимами. Из приведенного на рисунке 4.19 графика видно, что:

- предельные значения магнитуд землетрясений сдвигового, взбросового и сбросового типов (черная кривая) существенно выше, чем для остальных типов сейсмогенеза, реализовавшихся в аналогичных кинематических условиях (синяя кривая);



Рисунок 4.19. Предельные значения магнитуд землетрясений Крымско-Черноморского региона, сформировавшихся в условиях основных (черная кривая) и трансформированных (синяя кривая) деформационных режимов для разных кинематических обстановок: регионального сжатия (залитые стрелки) и растяжения (не залитые стрелки).

- в некоторых обстановках (субширотного сжатия, субширотного сжатия– субмеридионального растяжения и субмеридионального растяжения), характеризующихся сравнительно невысоким уровнем предельных значений магнитуд, очаги с деформационными режимами, не относящимися к категории первичных, в регионе не идентифицированы;

- относительно небольшая разница на графиках предельных значений магнитуд для землетрясений, реализовавшихся в обстановках субмеридионального сжатия, компенсируется преобладающим количеством механизмов взбросового типа (девять) при только одном очаге (N 2 с M=4.3), возникшем в трансформированном поле напряжений (рисунок 4.7); в энергетическом отношении (по уровню выделившейся сейсмической энергии) этот фактор

делает разницу между проявлениями первичного и вторичного поля весьма и весьма существенной.

Следующее значимое положение отражает системный характер проявления инверсий и трансформаций сейсмогенерирующих полей в регионе. В этом плане особый интерес представляет соотношение ориентировок структурообразующих осей P и T и положение нодальных плоскостей в проявлениях сейсмогенеза, обусловленных влиянием сжимающих и растягивающих напряжений, действующих в одном направлении и отражающих, таким образом, наличие инверсии кинематических обстановок в регионе. Это соотношение наглядно иллюстрируется результатами совмещения на стереограммах квазимоделей или механизмов очагов, сформированных в противоположных обстановках, и построением сводных разрезов, ориентированных вдоль направления действия осей P и T, приблизительно перпендикулярно к оси N (рисунок 4.20). Для этого на плоскости разрезов со стереограмм, отражающих противоположные обстановки сейсмогенеза (сжатия и растяжения, действующих в одном направлении), вынесены проекции нодальных плоскостей и осей напряжений, сходящиеся в точке N (положение проекции промежуточной оси), с последующим анализом соотношений их пространственных параметров.

Общие особенности проявления инверсионных обстановок *субмеридионального сжатия* и растяжения можно охарактеризовать следующим образом:

1. На стереограмме, где совмещены соответствующие квазимодели взбросового и сбросового типов (рисунок 4.20 *a*), проекции главных осей напряжений P и T находятся на разных полюсах, отклоняясь от меридионального направления на $8\div10^\circ$, а падающие в северном направлении нодальные плоскости (идентифицируемые, соответственно, как взброс и сброс) практически совпадают; т.е. данные модели представляют собой практически полные антиподы.

2. Учитывая незначительный наклон осей P (6°) и T (1°), локализованных на противоположных флангах разреза, направления действия субмеридиональных сжимающих и растягивающих напряжений в регионе можно считать горизонтальными (рисунок 4.20 *a*, *б*). В процессе инверсии кинематических обстановок оси P и T меняются местами, при этом разница в углах наклона взаимозаменяющихся осей в плоскости разреза составляет менее 10°.

3. Проекции нодальных плоскостей, в структурно-кинематическом отношении являющихся антиподами (взброс и надвиг, сформировавшиеся в обстановке сжатия, и сбросы, обусловленные условиями растяжения) также практически совпадают в плоскости разреза: максимальная разница в углах наклона проекций плоскостей, падающих в одном направлении, составляет 4÷5° (рисунок 4.20 б).



Рисунок 4.20. Соотношение (на стереограммах и сводных разрезах) проекций основных осей (P, T) и нодальных плоскостей в проявлениях черным) и растяжения (показаны красным) в направлениях: *a*, δ – субмеридиональном; *b*, *2* – юго-западном–северо-восточном; ∂ -*ж* – югосейсмогенеза взбросового и сбросового типов (*и-ж*), отражающих наличие инверсии кинематических обстановок сжатия (показаны восточном-северо-западном; 3 – проявления сдвигового типа для обстановок ортогонального сжатия и растяжения; и – номограмма изменения наклонов проекций для плоскостей с разными углами падения (б) при различных их отклонениях (β) от положения, перпендикулярного к линии разреза. *Пояснения – в тексте: условные обозначения см. на рисунке 4.7.*

206

Следует отметить, что на разрезах, как представленных на рисунке 4.20, так и приведенных выше (рисунки 4.7 *в*; 4.11 *в*; 4.13 *б*; 4.14 *б* и др.), положение нодальных плоскостей зачастую не является строго перпендикулярным к плоскости разреза. Вследствие этого, углы наклона их проекций на разрезах также несколько отличаются от истинного наклона плоскостей в меньшую сторону. Это отличие будет тем значительнее, чем больше отклонение нодальной плоскости от положения, перпендикулярного разрезу. Оценить влияние этого фактора на корректность выполненных построений позволяет номограмма (рисунок 4.20 *и*), на которой показано изменение наклонов проекций для плоскостей с разными углами падения (δ) при различных их отклонениях (β) от положения, перпендикулярного к линии разреза. Из номограммы видно, что даже достаточно строгие ограничения, накладываемые на параметр δ (5% и 10%), допускают возможность изменения β на весьма значительную величину – 25÷46° и 32÷57° соответственно. Поскольку отклонения внализируемых нодальных плоскостей от линий разрезов, как правило, укладываются в эти диапазоны, разница между истинными углами наклонов нодальных плоскостей и углами падения их проекций в приведенных построениях не превышает 5, в редких случаях – 10%.

4. Угловая разница между центрами всех секторов разреза, образуемых совокупностями проекций осей и нодальных плоскостей, равняется 44÷46°, т.е. отклонение от идеального распределения является минимальным – (45±1)°.

5. К этим же секторам тяготеют и проекции осей и нодальных плоскостей взбросового очага $N_{2}12$, сформировавшегося в трансформированном поле напряжений (на рисунке 4.20 $\boldsymbol{6}$ показан синим с индексом «12»). При этом оси напряжений в его решении расположены вблизи нодальных плоскостей квазимоделей, аппроксимирующих обстановки меридионального сжатия-растяжения и наоборот: их отклонения от центров секторов не превышают $10\div12^{\circ}$.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что сейсмогенное разрывообразование в регионе как взбросового, так и сбросового типов, обусловленное обстановками соответственно субмеридионального сжатия и растяжения, характеризуется в основном деформационными режимами, которые относятся к категории первичных (нетрансформированных). В эту систему вполне вписываются и результаты трансформации первичного взбросового поля (в виде решения механизма очага №12), когда направления нормальных и касательных напряжений меняются местами, обусловливая разворот тензора напряжений вокруг оси N приблизительно на 45°.

Особенности проявления инверсионных обстановок сжатия и растяжения *в юго*западном–северо-восточном направлении иллюстрируются соотношением решений механизмов очагов №№ 10 и 15 (рисунок 4.20 *в*, *г*). Это единственные землетрясения данных кинематических обстановок, характеризующиеся первичными – взбросовым и сбросовым – деформационными режимами, поскольку результаты решения механизмов остальных очагов ($\mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{1}9$ и 30 – взбросо-сдвигового, $\mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{S}$,16 и 18 – взбросо-сбросового типов в таблице 4.1) отражают наличие определенных трансформаций поля напряжений. Косвенным критерием корректности этого положения являются максимальные (по сравнению с другими, сформировавшимися в данных кинематических условиях) магнитуды землетрясений $\mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{I}0$ и 15 (M=5.8 и M=4.7, соответственно). Сопоставительный анализ решений механизмов этих очагов показывает:

1. Проекции «активных» осей P и T находятся в юго-западном секторе стереограммы в непосредственной близости (на угловом удалении в 12°) друг от друга (рисунок 4.20 *в*, *г*). Их наклон несколько больше, чем в квазимоделях субмеридионального сжатия и растяжения, и составляет в среднем около 20°. Разница в ориентировках сжимающих и растягивающих напряжений (показаны стрелками по внешнему контуру стереограммы) равняется 14°, не превышая величины допустимых погрешностей.

2. На стереограмме (рисунок 4.20 *в*) падающие в юго-западном направлении нодальные плоскости (идентифицируемые, соответственно, как взброс и сброс) имеют близкие ориентировки и углы падения. Более того, проекции нодальных плоскостей, в структурнокинематическом отношении являющихся антиподами (взброс и надвиг, сформировавшиеся в обстановке сжатия, и сбросы, обусловленные условиями растяжения) полностью совпадают в плоскости разреза: максимальная разница в углах наклона проекций плоскостей, падающих в одном направлении, составляет 2÷4° (рисунок 4.20 *г*).

3. Величины углов между центрами всех секторов разреза, образуемых совокупностями проекций осей и нодальных плоскостей, составляют 42÷48° (рисунок 4.20 г), характеризуя незначительное отклонение последних от идеального распределения – (45±3)°.

Таким образом, в решениях механизмов очагов $N \ge N \ge 10$ и 15 разворот тензора напряжений примерно на 90° (рисунок 4.20 *в*) вокруг промежуточной оси (при полном совмещении проекций нодальных плоскостей и противоположных осей *P* и *T*) отражает инверсию кинематических обстановок сжатия-растяжения в юго-западном–северо-восточном направлении.

Вычленение событий, отражающих инверсионные изменения условий сжатия и растяжения в юго-восточном-северо-западном направлении, несколько затрудняет то обстоятельство, что каждая из указанных обстановок представлена 2-мя квазимоделями (рисунок 4.11 a, δ). При этом их оси P отклоняются от горизонтального положения в противоположных направлениях примерно на одинаковую величину (17÷19°), что затрудняет определение, которая из квазимоделей обусловлена воздействием первичного поля

напряжений, а какая формировалась в условиях трансформированного поля. В обстановках растяжения эта задача облегчается тем, что очаги, аппроксимируемые второй квазимоделью, относятся к трансформированным (взбросо-сбросовым). Поэтому в качестве эталона данного типа сейсмогенеза принято решение механизма очага №1 с M=6.9 (самого сильного за последние 100 лет землетрясения), отражающее воздействие первичного сбросового поля (рисунок 4.15 *б*, с индексом 1).

В процессе сопоставительного анализа выполнено вынесение на отдельные стереограммы попарно квазимоделей сжатия и растяжения, характеризующихся относительно близким положением проекций противоположных осей P и T и максимальным сходством положений нодальных плоскостей (рисунок 4.20 *d*, *e*). Кроме этого на разрез, который отражает соотношение параметров обеих квазимоделей взбросового типа (рисунок 4.11 *в*), вынесены аналогичные элементы, полученные для решения механизма очага №1 сбросового типа, что приведено на рисунке 4.20 *ж*.

Результаты выполненных построений можно интерпретировать следующим образом:

1. Относительная близость значений параметров квазимоделей сжатия и растяжения допускает возможность попарно рассматривать их в сочетаниях:

- квазимодель сжатия взбросового типа, аппроксимирующая решения очагов №№9, 34 из таблицы 4.1 (рисунок 4.11 \boldsymbol{o}), и сбросовый очаг №1 (на рисунке 4.15 \boldsymbol{o} с индексом 1), характеризующий условия растяжения; результат их совмещения показан на рисунке 4.20 $\boldsymbol{\partial}$;

- квазимодели взбросового и сбросового типов, соответственно, сжатия (для очагов $N \ge N \ge 2$, 7 на рисунке 4.11 *a*) и растяжения, которая показана на рисунке 4.15 *б* с индексами 6,8; результат этого совмещения – на рисунке 4.20 *е*.

В первом случае (рисунок 4.20 *д*) отмечается полное совпадение положений нодальных плоскостей, имеющих северо-западное падение и идентифицируемых как надвиг и сброс, а также относительная близость в расположении проекций противоположных осей напряжений (*P* и *T*). При этом направления сжатия ($330^\circ \rightarrow \leftarrow 150^\circ$) и растяжения ($304^\circ \leftrightarrow 124^\circ$) разнятся довольно значительно (на 26°). На наличие инверсии указывает угловое расстояние между парами противоположных осей, которое составляет (88 ± 4)°. Во второй паре квазимоделейантиподов (рисунок 4.20 *e*) анализируемые элементы расположены более компактно. Как и в первом случае, падающие на северо-запад нодальные плоскости (взброс и сброс) имеют близкие пространственные параметры (азимуты и углы падения). Полученные направления сжатия ($314^\circ \rightarrow \leftarrow 134^\circ$) и растяжения ($292^\circ \leftrightarrow 112^\circ$) отличаются на 22° , но угловое расстояние между одноименными парными осями имеет более существенный разброс, чем на рисунке 4.20 *д*, и составляет (95 ± 15)°. Простое арифметическое осреднение всех направлений сжатия и растяжения рассматриваемых квазимоделей характеризуется величиной 310° (130°) при разбросе ±20°. Данная ориентировка почти в точности соответствует одной из диагональных систем напряжений, однако при этом приведенные отклонения несколько превышают величину допустимой погрешности.

2. Выше было показано, что в плоскости разреза, ориентированного с северо-запада на юго-восток (310°→130°), квазимодели сжатия соотносятся между собой таким образом, что парные комбинации осей напряжений одной из них и нодальных плоскостей – другой, образуют относительно узкие сектора, угловая ширина которых варьирует от 8 до 14° (рисунок 4.11 в). Данное соотношение указывает на наличие трансформации (разворота относительно оси N) тензоров напряжений, когда плоскость действия касательных напряжений становится плоскостью размещения осей нормальных напряжений. При этом одинаковое (но в противоположных направлениях) в обеих квазимоделях отклонение осей *P* от горизонтального ранжирование обстановок их положения затрудняло формирования. Вынесение приведенный разрез данных решения механизма очага №1 сбросового типа показывает, что его элементы (проекции нодальных плоскостей и осей напряжений) строго укладываются в ранее выделенные сектора (рисунок 4.20 ж). Отмечается полное соответствие проекций сбросовых нодальных плоскостей положению плоскостей той из взбросовых квазимоделей, которая усредняет значения параметров очагов №№9 и 34 (на рисунке 4.20 *ж* – показана синим), в то время как проекции осей Р и Т при этом меняются местами. Поскольку решение механизма очага №1 было принято за эталон сбросового деформационного режима в условиях юговосточного-северо-западного растяжения, результаты выполненных построений (рисунок 4.20 ж) могут служить косвенным критерием для разделения парных квазимоделей сжатия и растяжения на первичные и вторичные, трансформированные. К категории первых логично отнести квазимодели из рисунка 4.20 *д* взбросового (на рисунке 4.20 *ж* показана синим цветом) и сбросового (там же, показаны красным) типов. Соответственно, построения на рисунке 4.20 е отражают трансформацию тензоров напряжений, обусловливающих как обстановки сжатия (элементы квазимодели на разрезе показаны черным), так и обстановки растяжения.

Особо следует рассмотреть обстановки ортогонального сжатия-растяжения, нашедшие отражение в решениях механизмов очагов сдвигового типа (рисунок 4.20 з). Последние представлены квазимоделью, формирование очагов которой (№№4, 11 в таблице 4.1) теоретически равновероятно как в обстановках субширотного сжатия, так и субмеридионального растяжения (рисунок 4.9 $\boldsymbol{6}$), а также ее антиподом – механизмом очага одного из последних идентифицированных землетрясений (13.05.2016 г., №33 в таблице 4.1), где определяющими могли быть (так же равновероятно) противоположные условия. На принципиальную возможность наличия структурообразующих полей субширотного сжатия (несмотря на то, что общий тренд современной геодинамики региона обусловлен

210

доминированием тензоров напряжений с меридионально ориентированной осью Р) однозначно указывают очаги взбросового типа, аппроксимируемые квазимоделью (на рисунке 4.9 а). Следовательно, и при анализе сдвиговых типов сейсмогенеза исключение априори варианта широтного сжатия без какого-либо обоснования будет некорректным. Таким образом, для идентификации обстановок формирования сдвиговых антиподов необходимо наличие некоего критерия, позволяющего установить, какая из осей напряжений в данных системах является структурообразующей – предопределившей тип кинематической обстановки. Поскольку оси Р и Т в обоих случаях расположены субгоризонтально, но при этом углы их падения все же отличаются приблизительно в два раза, это фактор, за неимением иных, можно выбрать в качестве такого критерия (хотя и косвенного), полагая, что таковой осью главных напряжений является та, залегание которой ближе к горизонтальному положению. В итоге получается, что одна из сдвиговых систем обусловлена обстановками субмеридионального сжатия (на рисунке 4.20 з показана черным), вторая же формировалась в условиях субмеридионального растяжения (там же, показана красным). Этот вывод согласуется как с общей тенденцией развития региона, характеризуемой цикличным характером изменения обстановок меридионального сжатиярастяжения (что подробно описано в предыдущих главах), так и с некоторыми особенностями в распределении осей главных напряжений в проявлениях сейсмогенеза, обусловленного влиянием первичных систем напряжений, о чем будет сказано ниже.

Третье положение касается как раз *особенностей в распределении осей напряжений первичного поля* регионального сейсмогенеза. Отмечая близкое к горизонтальному положение осей P и T в квазимоделях и/или основных очагах нетрансформированного поля напряжений (рисунок 4.20), все же следует отметить, что в условиях диагонального сжатия и растяжения этот угол несколько больше, достигая $18\div22^\circ$, в то время как в ортогонально ориентированных системах он составляет менее 10° (рисунок 4.21). С одной стороны, это различие незначительно и сопоставимо с величиной допустимых погрешностей, особенно для построений, основанных на недостаточно представительном статистическом материале. С другой стороны, приведенные значения углов наклона осей главных напряжений получены путем аппроксимации решений механизмов реальных очагов соответствующих типов сейсмогенеза, и какие-либо исключения из числа данных, приведенных на рисунке 4.21, отсутствуют.

Учитывая вышесказанное, вполне допустимо полагать, что существует некоторая тенденция в распределении ориентировок осей напряжений *P* и *T* вдоль ортогональных и диагональных направлений. А именно, тензоры первичных полей напряжений диагональной ориентировки в регионе характеризуются небольшим наклоном осей сжатия и растяжения (преимущественно в южном направлении), в то время как в обстановках действия ортогональных систем эти же оси практически горизонтальны. Аналогичная закономерность

211

просматривается и в распределении ориентировок осей сжатия в моделях сейсмогенеза других исследуемых сегментов Средиземноморского пояса (рисунок 3.21).



Рисунок 4.21. Особенности распределения углов наклона осей главных напряжений первичного поля в процессе регионального сейсмогенеза. Условные обозначения: 1-2 – оси *Р* для квазимоделей взбросового (1) и сдвигового (2) деформационных режимов; 3-4 – оси *Т* для квазимоделей сбросового (3) и сдвигового (4) режимов.

Это обстоятельство позволяет еще раз обратиться к проблеме иерархического соотношения ортогонально и диагонально ориентированных первичных полей напряжений. Ранее отмечалось, что в сдвиговых моделях сейсмотектогенеза ориентировки осей напряжений совпадают с направлениями максимальных касательных ортогональных напряжений, соответствующих положению разрывов в моделях диагонального сжатиярастяжения (и наоборот), указывая на возможную взаимообусловленность этих систем напряжений. При этом предполагалось, что ортогональные системы, как наиболее проявленные в регионе вследствие цикличности изменения обстановок меридионального сжатия и растяжения, в процессе деформирования среды и релаксации накапливаемых напряжений трансформируются в диагональные. Данные, приведенные на рисунке 4.21, вполне согласуются с этим предположением, позволяя отнести поля напряжений ортогонального сжатиярастяжения к системам более высокого иерархического уровня по сравнению с таковыми диагональной ориентировки, поскольку последние отражают наличие некоторых трансформаций, выраженных в более значительных отклонениях осей напряжений Р и Т от горизонтального положения.

Таким образом, результаты анализа соотношения основных параметров сейсмогенеза, обусловленного влиянием сжимающих и растягивающих напряжений, действующих в одном направлении, указывают на то, что при инверсии кинематических обстановок сохраняются основные особенности структурообразующих полей напряжений вплоть до незначительного наклона главных осей по отношению к горизонтальной поверхности в диагонально ориентированных системах.

Четвертое положение отражает некоторые результаты идентификации сейсмогенных разрывов в качестве системного элемента современной геодинамики региона, в том числе – в условиях проявления разноориентированных инверсионных обстановок. Сопоставление параметров нодальных плоскостей в системах однонаправленного сжатия и растяжения показывают, что в очагах, формирующихся в результате воздействия первичных полей напряжений в условиях взбросового и сбросового деформационных режимов, наиболее предпочтительными для возникновения сейсмогенных разрывов являются одни и те же сегменты (сектора) разрезов, соответствующие направлениям действия максимальных касательных напряжений в земной коре для той или иной кинематической обстановки (рисунок 4.20 б. г. ж). обстоятельство В известной Это мере предопределяет особенности деформирования геологической среды в условиях горизонтального сжатия и растяжения: в обоих случаях образуются (активизируются) преимущественно одни и те же системы плоскостей разрывов, при этом в обстановках сжатия они проявляются в виде взбросов и надвигов, при наличии растяжения – как сбросовые нарушения.

Реальная картина, отражающая в каждом отдельном случае результаты структурнокинематической идентификации нодальных плоскостей и условия их залегания, намного сложнее. Это обусловлено существенной анизотропией изучаемой геологической среды региона, многообразием проявления геодинамических обстановок, наличием трансформаций первичных систем напряжений и, наконец, допусками, неизбежными при реконструкции обстановок в каждом из очагов, что в совокупности существенно усложняет тренд, намеченный при использовании данных, аппроксимируемых квазимоделями сейсмогенеза для разных обстановок. Тем не менее, представляется возможным обосновать некоторые закономерности пространственного распределения сейсмогенных разрывов в исследуемых очагах региона. Эта задача, как отмечалось выше, может быть решена лишь в той мере, в какой это позволяют выполнить результаты выполненного графического анализа и их представительность, поскольку сам исходный материал (решения механизмов очагов) допускает двойственное толкование положения реальных сейсмогенных разрывов в очаге, не указывая, какая из нодальных плоскостей соответствует реальному разрыву. Практически повсеместное проявление разнообразных обстановок сейсмогенеза в регионе и отсутствие приуроченности исключительно однотипных механизмов к определенным геоструктурным элементам не позволяет априори отождествлять пространственно-кинематические параметры сейсмогенных разрывов и известных геоструктур и/или сейсмогенных зон, в пределах которых или в непосредственной близости от которых эти очаги локализованы. Более того, в работах [258,

264] на основе использования азимутальных годографов P-волн показано, что в очагах землетрясений процесс разрывообразования нередко является двунаправленным. Также в подразделе 1.3 отмечалось, что в самой методике решения механизмов очагов [35] положение сейсмогенных разрывов отвечает взаимно перпендикулярным нодальным плоскостям, которые совпадают с плоскостями действия главных касательных напряжений, а оси P и T расположены по отношению к ним под углом 45° в центрах образуемых ими квадрантов. В реальности же деформирование может происходить посредством образования систем разрывов и под углом, меньшим 45° по отношению к направлению к направлению действия главных осей нормальных напряжений.

В некоторых случаях определить, какая из нодальных плоскостей соответствует реальному разрыву в очаге, позволяют результаты изучения запаздывания времени пробега P_{max} в определенных азимутах по отношению к очагу. Согласно этой методике, азимутальный годограф $\tau = t_{P_i} - t_{P_i} = f(Az)$ характеризует зависимость времени пробега очаговых волн P_i от длины разрыва, скорости его вспарывания, направления распространения разрыва (Az_0) . По максимальным (τ_{max}) и минимальным (τ_{min}) значениям годограф $\tau(Az)$ восстанавливаются параметры разрывов. Результаты применения данной методики для некоторых землетрясений Крымско-Черноморского региона, приведенные в работах [258, 264], как правило, показывают значимую степень соответствия полученных азимутов разрывов и ориентировок простираний одной (а в случаях двунаправленного разрыва – и обеих) нодальных плоскостей из решений механизмов соответствующих очагов.

Учитывая вышесказанное, в контексте современной геодинамики региона можно наметить некоторые общие особенности разрывообразования в очагах, формирование которых обусловлено различными кинематическими обстановками. В качестве сейсмогенных разрывов рассматриваются нодальные плоскости, которые по тем или иным признакам являются более предпочтительными, учитывая дополнительные сейсмологические данные (например, азимутальные годографы Р-волн) геолого-структурную позицию конкретного или землетрясения.

Так, в условиях субмеридионального сжатия, по-видимому, превалируют взбросы и надвиги субширотной ориентировки с падением сместителя в южных румбах. В пользу этого свидетельствуют как направления разрывов, определенные по азимутальным годографам *P*-волн в некоторых очагах (№№13, 20 и 26 в таблице 4.1, рисунок 4.6) и согласующиеся с ориентировкой падающих на юг нодальных плоскостей, так и относительно системный характер в распределении пространственных параметров предполагаемых разрывов (рисунок 4.22).

На юго-восточном фланге региона очаги взбросового типа (№№17, 20, 28, 29 и 35) локализованы в пределах относительно узкой зоны северо-восточного простирания (рисунок

4.22). Данное распределение аналогично приведенному на рисунке 4.3 *в* (по [191]) упорядоченному расположению эпицентров землетрясений с *К*≥10 вдоль линеамента северовосточного простирания (Южно-Крымской зоны) в процессе подготовки землетрясения 16.08.1990 г. с *М*=4.7.



Рисунок 4.22. Предполагаемое положение сейсмогенных разрывов в очагах землетрясений, обусловленных обстановками субмеридионального сжатия (черное) и растяжения (красное). Затенены сейсмогенные зоны: 1 – Южно-Крымская, 2 – Одесско-Синопская, 3 – Синопско-Анапская, 4 – Сфанту-Георгиевская (цифры в квадратах). Остальные условные обозначения см. на рисунке 4.6.

Поскольку магнитуды рассматриваемых взбросовых очагов характеризуются довольно высокими значениями (в основном, M>4.0), зону их локализации также можно рассматривать в качестве одного из сейсмических линеаментов (который можно обозначить как Синопско-Анапская сейсмогенная зона), формирующих преимущественно диагональный характер распределения сейсмичности в регионе. Все предполагаемые разрывы Синопско-Анапской зоны имеют западно-северо-западное (общекавказское) простирание, согласующееся с общим структурным рисунком Большого Кавказа. Поскольку они представлены взбросами (с углами падения $48\div55^{\circ}$) и надвигами (28 и 35°), не исключено, что все разрывы сформировались в одной системе напряжений при горизонтальном положении оси сжатия (с небольшим – до $5\div8^{\circ}$ – ее наклоном на юг). При этом взбросы могут быть идентифицированы как *L*-сколы, а надвиги – как *R*-сколы, ориентированные под углом ($\pi/4-\alpha_0$)[°] к плоскости касательных напряжений, отклоняясь в сторону оси максимального сжатия; значение α₀ (угла скалывания) в данной системе составляет (20±5)°.

Обусловленные обстановками субмеридионального растяжения очаги сбросового типа, локализованные на северо-восточном фланге региона (в районе Анапы, №№22, 25), и, в частности, их нодальные плоскости с северным падением (рисунок 4.22), вполне вероятно отражают процесс периодической активизации южного борта Индоло-Кубанского прогиба (рисунок 4.8). При этом не исключается возможность активизации в очаге №22 и сброса с южным падением, поскольку угол его наклона совпадает с таковыми для взбросовых нарушений. То есть, в условиях проявления инверсионных режимов сжатия-растяжения в пределах данного сегмента земной коры могут активизироваться разломы с близкими пространственными параметрами, но являющиеся антиподами в структурно-кинематическом отношении.

В пределах северо-западного шельфа Черного моря и к югу от Крыма (в границах Южно-Крымской сейсмогенной зоны) при субмеридиональном сжатии образование разрывов в очагах происходило в виде взбросов (№№13, 14, 26) и надвига (№31) субширотного простирания также с падением на юг, что подтверждается направлениями, установленными для некоторых событий по азимутальным годографам *P*-волн. Следует отметить, что в последнем случае (в очаге №31) угол наклона надвига, составляющий 18°, в точности соответствует как углу наклона всей сейсмогенной зоны в южном направлении, так и углу падения региональной структуры, идентифицируемой как граница Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (см. главу 5). Это соответствие так же указывает на возможность образования (активизации) одних и тех же систем плоскостей разрывов в виде взбросов (надвигов) и сбросов в условиях меняющихся обстановок сжатия и растяжения.

В пользу южного падения рассматриваемых сейсмогенных разрывов свидетельствует и предложенный выше формализованный критерий определения плоскости реального разрыва в квазимодели меридионального сжатия (рисунок 4.7) по значению коэффициента вариации (*V*_{NP1}=21%), характеризующего степень однородности в распределении полюсов падающих на юг нодальных плоскостей.

Для полноты картины и сохранения объективности геодинамического истолкования результатов анализа сейсмогенного разрывообразования отметим, что в очаге №14 вторая нодальная плоскость, идентифицируемая как левый сдвиго-надвиг (надвиг с существенной сдвиговой составляющей), имеет северо-восточное простирание с падением на северо-запад (рисунки 4.22, 4.23). Таким образом, ее пространственно-кинематическая характеристика вполне согласуется с активно тиражируемыми представлениями о наличии современного поддвига (субдукции, квазисубдукции) Черноморской плиты под сооружения Горного Крыма
[325, 395 и др.]. Но даже если предположить, что в данном очаге в качестве сейсмогенного разрыва активизировалась именно эта нодальная плоскость, приведенный пример *является* единственным из всей выборки и отражает всего лишь многообразие проявлений процесса сейсмогенного разрывообразования, а не геодинамическую ситуацию в целом.

Весьма показательными с геодинамической точки зрения являются проявления сейсмогенеза сдвигового типа (рисунок 4.22), два из которых обусловлены обстановками субмеридионального растяжения (<u>N⁰Nº4</u>, 11), а одно сформировалось условиях В субмеридионального регионального сжатия (№33). В структурном отношении к ним можно отнести также очаг взбросового типа №12, поскольку одна из его нодальных плоскостей, наиболее выраженная по азимутальному годографу, представляет собой пологий правый сдвиг северо-западной ориентировки. Данные землетрясения локализованы в центральной и западной частях региона – к югу от Горного Крыма, на северном фланге Западно-Черноморской впадины и на границе Северной Добруджи с Преддобруджским прогибом. Сейсмогенные разрывы в их очагах свидетельствуют о современной активности разноранговых тектонических нарушений северо-западного направления В условиях инверсии кинематических обстановок. Левосдвиговые смещения (очаги №№4, 11) отражают активизацию, соответственно, зон Одесско-Синопского и Сфанту-Георгиевского разломов под воздействием субмеридионально ориентированных растягивающих напряжений. Положение очага №33 и ориентировка одной из его нодальных плоскостей (NP1) соответствуют юго-восточному продолжению зоны Салгиро-Октябрьского разлома, которая активизировалась в обстановке субмеридионального сжатия. В сходных условиях был сформирован и очаг №12 с той разницей, что, вследствие его приуроченности к краевой части зоны динамического влияния Одесско-Синопского разлома, произошла локальная трансформация тензора напряжений, обусловившая наклонное положение и преимущественно сдвиговый характер плоскости основного разрыва. Кроме того, в этом очаге одновременно произошел еще один разрыв по типу левого сдвиго-взброса субширотной ориентировки, на что указывает наличие второго максимума соответствующего азимутального годографа [264].

Сейсмогенез ортогонально ориентированных кинематических обстановок дополняют два очага взбросового типа ($\mathbb{N} \otimes \mathbb{N} \otimes 23$, 27 в таблице 4.1), которые однозначно указывают на проявление *субширотного* сжатия (рисунки 4.9 *a*; 4.8). Их нодальные плоскости имеют весьма близкие параметры и идентифицируются как меридионально ориентированные надвиги восточной вергентности (в обоих очагах – это *NP2*) и взбросы северо-северо-западного простирания с падением на восток (*NP1*). Полученный азимутальный годограф для землетрясения $\mathbb{N} \otimes 23$ указывает на более вероятную активизацию второго из указанных направлений (рисунок 4.8). Поскольку данные очаги локализованы на северном фланге вала

Андрусова, можно полагать, что решения их механизмов отражают процесс периодического погружения восточного края Западно-Черноморской впадины под вал Андрусова или, более того, что сам вал был сформирован в результате этой коллизии.

Заключительное положение касается особенностей сейсмотектонической или структурно-кинематической идентификации зон с повышенной концентрацией очагов землетрясений. В настоящее время представления о конфигурации, пространственных параметрах и кинематике сейсмогенных зон формируются, главным образом, на основании упорядоченного расположения эпицентров (а в покровно-надвиговых моделях – гипоцентров) землетрясений вдоль разрывных геоструктур разного типа, масштаба и генезиса. При этом в случае противоречивых толкований природы этих геоструктур, сейсмогенным зонам зачастую присваиваются те характеристики, которые отражают геодинамические предпочтения самого исследователя. Подобный подход – отождествление параметров сейсмогенной зоны и механизмов очагов землетрясений, локализованных в ее пределах, с параметрами пространственно совмещенной с ними разломной геоструктуры – используется практически повсеместно, что нередко приводит к ошибочному толкованию современных геодинамических процессов.

Результаты сравнительного анализа решений механизмов очагов, относимых к одной сейсмогенной зоне, как правило, свидетельствуют о влиянии различных кинематических обстановок на формирование этих землетрясений, что было показано на примере вышеописанных фрагментов Средиземноморского пояса. Так, в системе Загрос это различие обусловило двойственную (правосдвиговую и взбросо-надвиговую) природу последней [48, 145, 355], а также ее сложную внутреннюю структуру. В пределах Вранча наличие различных обстановок формирования сейсмогенеза и упорядоченный (в виде нескольких локализованных зон разных кинематических типов) характер его проявления послужили основанием для отказа от определения «зона Вранча» в пользу обозначения ее как «область Вранча» [54, 145]. Приведенные примеры показывают, что представления о сейсмотектонической природе зон повышенной концентрации очагов должны формироваться, опираясь не только на пространственное распределение последних, но и на особенности проявления кинематических обстановок и деформационных режимов сейсмогенеза, которые устанавливаются по результатам анализа данных о разрывообразовании в очагах и очаговых зонах, полученных разными методами инструментальной сейсмологии и, главным образом, при решении механизмов очагов землетрясений.

Это положение применимо и к сейсмогенной зоне, которая трассируется континентальным склоном к югу от Крымского полуострова в юго-западном–северо-восточном направлении и выделяется как Южно-Крымская или Южнобережная зона. На рисунке 4.23

218

видно, что за последние 100 лет, прошедшие с момента катастрофического крымского землетрясения 1927 года, в пределах этой зоны проявлялись кинематические обстановки как разнонаправленного сжатия, так и ориентированного в разных направлениях растяжения. При этом очаги формировались в широком диапазоне деформационных режимов: четыре из них являются взбросовыми, четыре – взбросо-сдвиговыми и сдвиговыми, и четыре (отражающие обстановки растяжения) – сбросовыми и взбросо-сбросовыми.



Рисунок 4.23. Гетерогенный характер сейсмогенеза Южно-Крымской зоны, получивший отражение в решениях механизмов очагов, обусловленных обстановками разнонаправленного сжатия (черное) и растяжения (красное). Условные обозначения см. на рисунке 4.6.

Пространственные и структурно-кинематические параметры нодальных плоскостей в решениях механизмов очагов, локализованных в пределах Южно-Крымской зоны, свидетельствуют как о наличии надвигов (взбросов) и сбросов субширотной и диагональных ориентировок с преобладающим падением их в южных румбах, так и о развитии разноориентированных сдвиговых и близких к ним типов сейсмогенных деформаций (рисунок 4.23). Таким образом, представленные данные указывают на гетерогенный характер и сложное внутреннее строение Южно-Крымской зоны, что не позволяет уверенно обосновать принадлежность этой зоны или отдельных ее фрагментов к одному типу сейсмогенеза (по аналогии с Загросом и Вранча). Учитывая характеристики нодальных плоскостей, рассматриваемых в качестве возможных сейсмогенных разрывов (из которых, как отмечалось выше, только одна, протягиваясь параллельно берегу Крыма и идентифицируемая как надвиг, падает в северо-западном направлении), представляется маловероятным, чтобы доминирующим геодинамическим фактором, определяющим особенности строения Крыма и прилегающих территорий, являлись современные процессы поддвига, субдукции или квазисубдукции Восточно-Черноморской плиты под Крымский полуостров.

Основные выводы по разделу:

1. В Крымско-Черноморском регионе основные особенности сейсмогенеза, как и в пределах Загроса, Вранча и Кавказа, обусловлены избирательным характером проявления современных полей напряжений, который выражается в «секторальном» и «поясном» распределении ориентировок осей сжатия и растяжения в квазимоделях разных типов сейсмогенеза.

2. Предельные значения магнитуд для землетрясений сдвиговых, взбросовых и сбросовых деформационных режимов в регионе существенно выше, чем для остальных типов сейсмогенеза, обусловленных влиянием комбинаторных (взбросо-, сбросо-сдвиговых и др.) систем напряжений. Это позволяет обосновать разделение сейсмогенерирующих систем напряжений и, соответственно, деформационных режимов на первичные, обусловившие формирование очагов сдвигового, взбросового и сбросового типов, и вторичные (трансформированные), получившие отражение в виде очагов, формирующихся в условиях взбросо-, сбросо-сдвиговых, взбросо-сбросовых и октаэдрических деформационных режимов.

3. В результате воздействия инверсионных первичных полей напряжений наиболее предпочтительными для возникновения сейсмогенных разрывов являются одни и те же сегменты (сектора) разрезов, соответствующие плоскостям максимальных касательных напряжений. Это установлено по соотношению ориентировок осей сжатия-растяжения и положению нодальных плоскостей в проявлениях сейсмогенеза, обусловленных влиянием сжимающих и растягивающих напряжений, периодически действующих в одном направлении. В этих случаях образуются (активизируются) преимущественно плоскости одних и тех же систем разрывов, при этом в обстановках сжатия они проявляются в виде взбросов и надвигов, при наличии растяжения – как сбросовые нарушения. В эту картину вписываются и результаты трансформаций первичных полей в случаях, когда направления действия нормальных и касательных напряжений меняются местами, свидетельствуя о развороте тензора напряжений приблизительно на 45° относительно промежуточной оси.

4. Многообразие кинематических обстановок, идентифицированных в очагах Южно-Крымской сейсмогенной зоны, указывает на ее гетерогенный характер и сложное внутреннее строение, что не позволяет обосновать принадлежность этой зоны или отдельных ее фрагментов к какому-либо одному типу сейсмогенеза. В ее пределах проявлялись обстановки как разнонаправленного сжатия, так и ориентированного в разных направлениях растяжения; при этом очаги Южно-Крымской сейсмогенной зоны формировались в широком диапазоне деформационных режимов. Учитывая структурно-кинематические характеристики и параметры нодальных плоскостей, рассматриваемых в качестве возможных сейсмогенных разрывов, представляется маловероятным, чтобы доминирующим геодинамическим фактором, определяющим особенности строения Крыма и прилегающих территорий, являлись современные процессы поддвига, субдукции или квазисубдукции Восточно-Черноморской плиты под Крымский полуостров.

Глава 5. ОБСТАНОВКИ ТЕКТОСЕЙСМОГЕНЕЗА КРЫМА И ЕГО СТРУКТУРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ В СИСТЕМЕ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ РЕГИОНА

5.1. Разрывные структуры зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты в сечении профиля ГСЗ DOBRE-5

Сравнительный анализ тектосейсмогенеза Крымско-Черноморского региона показал, что количественные соотношения проявлений разных типов деформационных режимов в процессах современного сейсмогенного (в пределах акватории Черного моря) и альпийского тектонического разрывообразования (в пределах Горного Крыма) несколько различаются. В первом случае доминируют взбросовые и сбросовые деформационные режимы при относительно слабом проявлении сейсмогенеза сдвигового типа. Во втором – основная роль сбросовым принадлежит сдвиговым И режимам И, соответственно, структурам, сформировавшимся в этих условиях, в то время как разрывы взбросо-надвигового типа имеют подчиненное значение. По-видимому, эти различия обусловлены положением изучаемых объектов в структуре региона: сейсмогенное разрывообразование тяготеет к области перехода от континентальной коры к редуцированной коре Черного моря субокеанического и океанического типов или к участкам их преимущественного развития, тогда как Горный Крым представляет собой сегмент жесткой континентальной коры большой мощности. Таким образом, изменение условий деформирования отражает наличие зональности, выражающейся в изменении характера разрывных деформаций в направлении от Крымского полуострова к центру Черноморской впадины. Обратная тенденция наблюдается по направлению к основным сейсмогенерирующим структурам континентальной коры турецкого побережья Черного моря, где сдвиговый характер деформаций очаговых зон является весьма распространенным. Для полноты анализа целесообразно привлечь новые данные о строении Крымско-Черноморского региона (результаты структурно-кинематической идентификации крупных разрывных структур в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты), полученные в процессе геологической интерпретации скоростной модели земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ DOBRE-5.

Исследования выполнялись в рамках международного Проекта DOBRE-5 Институтом геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины при участии специалистов Польши, Дании и Финляндии в пределах Крымско-Черноморско-Добруджского сегмента зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (рисунок 5.1).



Рисунок 5.1. Положение профиля ГСЗ DOBRE-5 (вверху) и тектоническая схема района исследований (внизу), по [488]. Условные обозначения к верхней схеме: 1 – линии профилей; 2, 3 – пункты взрывов и их номера на профиле DOBRE-5 и на профиле 26; к нижней схеме: 1 – архей-раннепротерозойская Восточно-Европейская платформа (a – Украинский щит, δ – южный склон); 2 – выступы гетерогенного фундамента Скифской плиты; 3 – палеозойская Мизийская плита; 4 – альпийский складчатый пояс; 5 – наложенные прогибы (a – палеозойская Мизийская плита; 6 – Скифская плита; 7 – локальные структуры осадочного чехла и фундамента; 8 – Восточно- и Западно-Черноморский бассейны (a – шельф, δ – континентальный склон и глубоководная часть); 9 – граница Восточно-Европейской платформы; 10 – глубинные разломы (a – установленные, δ – предполагаемые): Азовский (AF), Бысирийский (BF), Кагул-Измаильский (CIF), Капидава-Овидиу (COF), Феодосийский (FF), Голицинский (GF), Орехово-Павлоградский (OPF), Печеняга-Камена (PCF), Сфанту-Георгиевский (SGF), Сулина-Тарханкутский (STF), Вислу (VF).

Геологическая интерпретация полученной скоростной модели (включая данные по ранее отработанному профилю ГСЗ 26 через шельф Черного моря от о. Змеиный до Крымского

полуострова), параметризация и структурно-кинематическая идентификация разломных зон были выполнены при непосредственном участии автора настоящей диссертационной работы [488, 498, 53, 66].

Задача данного раздела – реконструкция кинематических обстановок формирования основных, выявленных в сечении профиля DOBRE-5, разрывных структур на альпийском этапе. В процессе исследований был выполнен анализ возможных вариантов интерпретации наиболее крупных и структурно выраженных зон разломов Каркинитско-Крымско-Азовского сегмента зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, нашедших отражение в скоростной модели. При этом не преследовалась цель детального рассмотрения геодинамической ситуации в регионе в течение его фанерозойской истории, чему посвящена общирная литература [52, 86, 89, 108, 112, 138, 142, 153-155, 204, 235, 346-348, 370, 371, 421, 422, 432, 441, 444-446, 453, 463, 475-477, 483-486, 491, 495-502 и мн. другие]. Тем не менее, в заключительной части раздела рассмотрены некоторые аспекты, позволяющие «вписать» выделенные структуры в контекст альпийского этапа геодинамического развития региона, обосновать инверсионный характер проявления кинематических обстановок в его пределах и дополнить представления о латеральной зональности особенностей тектосейсмогенеза Крымско-Черноморского региона.

Изучаемая территория включает Южно-Украинскую моноклиналь (Причерноморский склон) дорифейской Восточно-Европейской платформы (в геодинамической трактовке – пассивную окраину Евразии), Скифскую плиту (микроконтинент Скифию, по [351, 388, 390] или Скифскую эпиорогенную зону, по [78, 349, 350]) с байкальско-киммерийским складчатым основанием и системой наложенных альпийских прогибов, Горнокрымское сооружение (микроконтинент Крымию [75, 91, 388, 390]) и Черноморскую котловину, состоящую из Западно- и Восточно-Черноморской впадин, разделенных Центрально-Черноморским поднятием (рисунок 5.1).

Скифская плита в работах [177, 370, 371] описывается в составе Альпийского пояса как шельфовая часть северной пассивной окраины Тетиса. Результаты геофизических исследований [78, 499, 502 и др.] показывают, «... что Скифская эпиорогенная зона могла быть заложена на коре докембрийской Восточно-Европейской платформы, испытавшей последующую переработку в ходе позднепротерозойских и палеозойских процессов активизации вдоль южной окраины протоконтинента Балтика» [78, стр. 37]. Об этом свидетельствуют и *U-Pb* датировки цирконов из андезито-базальтов, андезитов и плагиогранитов Ломоносовского подводного массива, расположенного в акватории Черного моря (к югу от Крыма), и даек базитов-ультрабазитов м. Фиолент в юго-западной части Крымского полуострова: от 1759±25 до 2091±10 и даже 2809±19 млн. лет [384].

В других геодинамических реконструкциях формирование структур обрамления древней платформы, связанное с эволюцией океанов Палео-, Мезо- и Неотетис, происходило путем присоединения к Евразии разновозрастных микроконтинентов и террейнов в результате последовательного закрытия Тетиса [75, 143, 390, 509 и др.]. Многие исследователи сходятся во мнении, что к началу раннего мела (неоком-апт) на месте современной Черноморской впадины существовал коллизионный ансамбль террейнов, представленный: массивами Мизийским, Родопским и Сакария, Стамбульской зоной, Центральными и Восточными Понтидами, валом Шатского, Закавказским массивом [154, 449 и др.].

Западно-Черноморская впадина характеризуется земной корой океанического типа мощностью 18÷19 км, Восточно-Черноморская – субокеанической корой мощностью 23 км с редуцированным «гранитным» слоем [327, 371, 501 и др.]. Зона сочленения древней и молодой платформ, вдоль которой заложен профиль DOBRE-5, трассируется системой субширотных шовных грабенов и полуграбенов [43, 45, 49, 347, 368, 458, 459, 499 и др.]. Граница между Скифской плитой и Черноморской впадиной проходит по континентальному склону.

Профиль DOBRE-5 ориентирован в широтном направлении и имеет длину более 600 км. Полученная скоростная модель дает представление о строении региона до глубин 50÷70 км (рисунок 5.2), позволяя выделить ряд субпослойных, последовательно налегающих друг на друга геологических тел с разными скоростями продольных волн, разделенных сейсмическими (преломляющими или отражающими) границами [488]. В разрезе идентифицируются (рисунки 5.3, 5.4): 1) осадочный чехол со скоростями продольных волн V_p =1,90÷5,70 км/с; 2) гетерогенное основание Скифской плиты (V_p =5,72÷6,05 км/с); 3) верхний (V_p =6,2÷6,4 км/с), средний (V_p =6,50÷6,70 км/с) и нижний (V_p =6,80÷7,20 км/с) слои консолидированной коры; 4) раздел Мохо (V_p =8,15 км/с). Полученные скоростные характеристики вполне согласуются с таковыми, полученными ранее при проведении геофизических исследований по изучению глубинного строения этого сегмента литосферы [15, 22, 24, 26 и др.]. Крупные региональные разломы устанавливаются по характерным изгибам поверхностей всех слоев (скоростных границ) и по повторениям в вертикальном разрезе фрагментов коры с разными скоростными свойствами.

Поскольку выделение зон разломов в исследуемом створе основано на взаимоотношениях слоев с различными скоростными свойствами, ниже приведена краткая характеристика геологических образований, получивших свое отражение в скоростных моделях вдоль профиля DOBRE-5. Послойное описание разреза (сверху вниз) ограничено частью профиля, которая относится непосредственно к Крымскому региону и прилегающим участкам шельфа Черного и Азовского морей (интервал ~150÷600 км на рисунке 5.2).

Платформенный чехол. Суммарная мощность образований платформенного чехла (с V_p =1,90÷5,70 км/с) составляет от 5 до 10÷12 км в пределах прогибов, сокращаясь до 1÷2 км на сводах поднятий. Сопоставление модели с результатами бурения и проведенных ранее геофизических работ [88, 164, 177, 327-329, 339, 346 и др.] позволяет идентифицировать литолого-стратиграфические комплексы и их границы в возрастном диапазоне от нижнего мела до миоцена-плиоцена (рисунок 5.3).



Рисунок 5.2. Двумерная сейсмическая модель по профилю DOBRE-5 (по [361], где приведена русскоязычная версия модели из [488]). Цифры в кружках: *1* – Преддобруджский сегмент; *2* – Каркинитско-Крымско-Азовский сегмент Скифской плиты. Жирные линии – преломленные или/и отраженные скоростные границы, тонкие линии – изолинии скоростей и их значения (в *км/с*) в белых прямоугольниках. Черные треугольники – положение пунктов взрывов; серым показаны проекции близлежащих параметрических и разведочных скважин на линию профиля.

Верхняя часть разреза (V_p=2,05÷2,06 км/с) на протяжении всего профиля представлена разнофациальными, преимущественно мелководными карбонатно-терригенными отложениями среднего миоцена–голоцена мощностью от 700÷800 м (в акватории Черного моря) до 1,5 км – на Керченском полуострове. Ниже залегают глинистые образования олигоцена-нижнего

миоцена (граница с $V_p=2,24\div2,70$ км/с). Они отнесены к майкопской серии, которая в пределах Индоло-Кубанского прогиба является молассой предгорного прогиба. Максимальная мощность майкопских отложений в Каркинитском прогибе составляет 1,5 км, в Индоло-Кубанском – 3 км, где глубина их основания достигает 2-х и 4-х км. На сводах Килийско-Змеиноостровскго и Центрально-Крымского поднятий они полностью выклиниваются (рисунки 5.3, 5.4).



Рисунок 5.3. Строение верхней части земной коры вдоль профиля DOBRE-5 (по [53]). Условные обозначения: 1-9 – литолого-стратиграфические комплексы осадочного чехла: 1 – среднемиоцен-четвертичный; 2 – эоцен-олигоценовый (Преддобруджского) и олигоценнижнемиоценовый (Каркинитско-Северокрымского и Индоло-Кубанского) прогибов; 3 верхнемеловой-эоценовый Каркинитско-Северокрымского прогиба; 4 – нижнемеловойэоценовый Индоло-Кубанского прогиба; 5 – нижне-верхнемеловой (альб-сеноманский) терригенный (а) и терригенно-вулканогенный (б) Каркинитско-Северокрымского прогиба; 6 - среднеюрский-нижнемеловой; 7 – триасовый; 8 – пермский; 9 – среднедевонскийкарбоновый; 10 – рифейско-нижнедевонский нерасчлененный комплекс платформенного чехла Приднестровского склона Восточно-Европейской платформы (а), синхронные ему отложения Северной Добруджи, переработанные в байкальскую и варисскую эпохи (б); 11 – байкальско-киммерийское гетерогенное основание Скифской плиты; 12 – дорифейский гранитно-гнейсовый субстрат. Пунктир и цифры в кружках – основные зоны разрывных нарушений: 1 – зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, 2-3 – надвиговые структуры гетерогенного основания крымского сегмента Скифской плиты – Верхний (2) и Нижний (3) Центрально-Крымские надвиги. Треугольниками показаны проекции близлежащих параметрических и разведочных скважин на линию профиля.

Нижележащие скоростные слои разреза (с V_p =3,00÷4,00 км/с и V_p =5,55÷5,70 км/с) на первый взгляд отвечают соответственно палеоцен-эоценовым и меловым образованиям, мощности которых в этом случае, как правило, соответствуют данным работ [87, 88, 346, 347 и др.]. Однако в пределах Каркинитско-Северокрымского прогиба по литологическому составу эта толща делится на два подкомплекса – верхнемеловой-эоценовый и нижнемеловой, включающий также нижнюю часть верхнего мела. Верхний их них сложен преимущественно известняками и мергелями, второй характеризуется терригенным составом отложений. При этом в альбе и в сеноманской части разреза широкое распространение имеют продукты вулканической деятельности – лавы, туфолавы, туфы и туффиты андезитового состава [186]. Если считать, что скоростной градиент (от V_n=4,00 км/с до 5,55÷5,60 км/с) обусловлен изменениями литологического состава, то данная граница может трассировать кровлю терригенно-вулканогенных образований сеномана, местами – турона. Таким образом, часть разреза со скоростями V_n=3,00÷4,00 км/с соответствует мергельно-известняковой толще верхнего мела-эоцена, а основание чехла (слой с V_p=5,55÷5,70 км/с) – вулканогеннотерригенным отложениям нижнего мела-сеномана. Максимальные мощности первого из этих подкомплексов до 2÷3 км, второго – 6÷7 и более км. Они резко сокращаются на склонах смежных поднятий гетерогенного основания вплоть до полного выклинивания на их сводах. Соответственно, подошвы этих подкомплексов достигают глубин 3÷4 и 10÷12 км. «Ломаный» характер границы раздела этих слоев на отрезке 320÷380 км (на западном склоне Центрально-Крымского поднятия) может быть обусловлен кососекущим положением профиля по отношению к сложной разломно-блоковой структуре этой части разреза. Также вполне вероятно, что на характер раздела повлияло наличие продуктов альб-сеноманской вулканической деятельности в виде погребенных вулканических аппаратов. Установлено [186], что в начальную стадию альб-сеноманского вулканизма извержения происходили в подводных условиях и имели трещинный характер. В конечную стадию превалировал эксплозивный вулканизм центрального типа с образованием вулканических конусов-островов (один из которых расположен у мыса Тарханкут на самой западной оконечности Крыма) и извержениями в надводной обстановке. Наличие некоторых вулканов подтверждено бурением, многим из них соответствуют интенсивные изометричные аномалии магнитного поля. Последующее прогибание земной поверхности привело к «обволакиванию» вулканических аппаратов более молодыми осадками, вследствие чего граница терригенно-вулканогенных и карбонатных образований в осевой части Каркинитско-Северокрымского прогиба обрела весьма контрастный рельеф.

В восточной части профиля комплекс с V_p =4,50 и более км/с мощностью до 4 км можно идентифицировать, как нерасчлененный нижнемеловой-эоценовый, поскольку отложения этих отделов вскрыты скважинами на Керченском полуострове и даже выходят на поверхность в его юго-западной части (на мысе Чауда). Есть основания полагать, что основанием комплекса является тектоническое нарушение надвигового типа (№2 в кружке на рисунке 5.4), по которому нижнемеловая-эоценовая толща была надвинута на низкоскоростные отложения (V_p =3,50 км/с) предположительно того же возраста. Следует отметить, что скорости продольных волн в пределах верхней части разреза Керченско-Азовского района несколько выше, чем в синхронных образованиях Каркинитско-Северокрымского прогиба. Это можно

объяснить более интенсивными процессами складкообразования и уплотнения пород в пределах Крымско-Кавказской области альпийской складчатости.



Рисунок 5.4. Строение земной коры вдоль профиля DOBRE-5 (по [66]). Условные обозначения: 1 – осадочный чехол, 2 – гетерогенное основание Скифской плиты; 3 – гранитно-гнейсовый субстрат; 4 – «базальтовый» слой; 5 – высокоскоростной слой нижней коры; 6 – верхняя мантия; 7 – поверхность Мохо; 8 – основные границы изменения скоростей; 9 – разрывные нарушения (цифры в кружках: 1 – зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, 2-3 – надвиговые структуры в составе гетерогенного основания крымского сегмента Скифской плиты, соответственно, Верхний и Нижний Центральнокрымские надвиги). Черные треугольники – положение пунктов взрывов.

Поверхность гетерогенного основания Скифской плиты имеет весьма контрастный рельеф и выражена скоростной границей с V_p =5,72÷5,82 км/с. В пределах свода Центрально-Крымского поднятия основание залегает на небольших глубинах (до 1÷2-х км) и перекрыто маломощным чехлом платформенных отложений. На участках максимального погружения (осевые зоны Каркинитского и Индоло-Кубанского прогибов) глубины достигают 10÷12 км. Нижней границей байкальско-киммерийских комплексов складчатого основания Скифской плиты является поверхность верхнего слоя консолидированной коры – дорифейского гранитногнейсового фундамента с V_p =6,2÷6,4 км/с, глубины залегания которого также существенно варьируются от 3÷5 км в пределах Змеиноостровского и Центрально-Крымского поднятий до 20÷22 км – в зонах прогибов (рисунки 5.3, 5.4). Таким образом, общая мощность комплексов складчатого основания Скифской плиты достигает 12÷15 км. Внутреннее его строение является многоярусным: здесь установлены породы в возрастном диапазоне от предположительно рифея до триаса–средней юры [87, 192, 198, 346, 347, 373, 375 и др.]. Степень переработки и уровень метаморфизма их различны, однако высокая насыщенность продуктами вулкано-магматической деятельности, по-видимому, объясняет близость их скоростных характеристик (V_p =5,72÷6,05 км/с), вследствие чего на профиле DOBRE-5 границы между разновозрастными комплексами не выражены и все структурные ярусы основания проявлены в виде одного скоростного слоя. При этом в Равнинном Крыму основание Скифской плиты включает массивы со скоростями, соответствующими дорифейскому гранитно-гнейсовому субстрату (V_p =6,2÷6,4 км/с). Эти массивы подстилаются относительно низкоскоростными образованиями (V_p =5,80÷5,84 км/с), что указывает на аллохтонный характер залегания этих фрагментов, хотя в данном аспекте мнения авторов статьи [488] разделились (о чем более подробно будет сказано ниже).

Полученная скоростная модель верхней литосферы вдоль профиля DOBRE-5 (рисунок 5.2) позволяет вполне уверенно идентифицировать границы, соответствующие поверхности дорифейского кристаллического гранитно-гнейсового фундамента (V_p =6,22÷6,30 км/с) и разделу Мохо (V_p =8,15÷8,16 км/с). Следует отметить, что скоростные характеристики этих границ, равно, как и поверхности гетерогенного основания Скифской плиты (V_p =5,72÷5,82 км/с), вполне согласуются с результатами ранее проведенных исследований по изучению глубинного строения этого сегмента литосферы [177, 327-329, 331, 339 и др.].

Верхний слой консолидированной коры (V_p =6,2÷6,4 км/с), идентифицируемый как гранитно-гнейсовый субстрат фундамента древнего кратона, залегает ниже комплексов основания Скифской плиты на глубинах от 3÷5 км в сводах Килийско-Змеиноостровкого и Центрально-Крымского поднятий до 20÷22 км – в пределах Михайловской депрессии и Индоло-Кубанского прогиба. При этом, как отмечалось выше, в основании Новоселовского поднятия и Новоцарицынского выступа Центрально-Крымского поднятия блоки и линзы гранитно-гнейсового субстрата чередуются в разрезе с относительно низкоскоростными слоями, которые соответствуют либо байкальско-киммерийским комплексам основания Скифской плиты, либо зонам разуплотнения кристаллического фундамента, либо отражают сочетание этих факторов. Любой из этих вариантов предполагает надвиговую (поддвиговую) природу сводовой части Центрально-Крымского поднятия. Мощность гранитно-гнейсового субстрата достигает 15÷17 км, а включая повторяющиеся сегменты Центрально-Крымского поднятия – 25 км.

Средний (V_p =6,50÷6,70 км/с) и нижний (V_p =6,80÷7,20 км/с) слои коры общей мощностью до 20÷25 км, представлены, вероятно, амфиболитами и гранулитами с преобладанием в нижней коре гранулитов основного состава с включениями базитов [488]. В интервале профиля 170÷340 км на глубинах 20÷37 км выделяется высокоскоростной слой (*HVLC*) с V_p =7,16 км/с (рисунки 5.2, 5.4, 5.5), который по аналогии с другими регионами [419, 468] может рассматриваться как часть нижней коры, измененной процессами магматического (в результате внедрения базальтовой магмы) или структурного (наращивание снизу аккреционной призмы осадками и фрагментами океанической коры) андерплейтинга на периферии Восточно-Европейской

платформы [361, 488]. Косвенным подтверждением первого предположения являются многочисленные проявления вулкано-магматической деятельности, вскрытые скважинами как в составе гетерогенного основания Скифской плиты, так и в его осадочном чехле [186, 198, 343, 346, 347, 373, 459, 485 и др.]. Второй вариант предполагает возможность формирования дуплексов, верхняя ветвь которых представлена аллохтонными образованиями нагнетаемого дезинтегрированного материала, нижняя – фрагментами или слэбами океанической коры, которые были пододвинуты под перекрывающую литосферную (в данном случае – Евразийскую) плиту [78]. На профиле DOBRE-5, судя по характеру изолиний скоростей (рисунок 5.2), мантия не структурирована и не несет следов неоднородностей, которые можно было бы идентифицировать как слэбы. Следует добавить, что наличие высокоскоростного образования в основании земной коры Каркинитского и Северо-Крымского прогибов (слой V_p=7,4÷7,7 км/сек с кровлей на глубинах 28÷30 км) было установлено еще по результатам комплексных геолого-геофизических исследований вдоль геотраверса V, проходящего через Равнинный Крым (м. Тарханкут – Керчь). В интерпретации авторов работ [327, 328, 330, 339 и др.], этот слой представляет собой «коромантийную смесь» (*K-M*), которая возникла вследствие раздвигания земной коры вдоль шва сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Это послужило основанием для обозначения зоны развития «коромантийной смеси» как Одесско-Джанкойского палеорифта [327, 328, 330], выделяемого впоследствии другими исследователями под названиями Каркинитско-Северокрымского палеорифта [43, 45], Каркинитского рифта – по [368, 462] и др.

Поверхность Мохо (V_p =8,15÷8,16 км/с) имеет более спокойный рельеф, чем в интерпретациях результатов предыдущих исследований [328, 339 и др.]. Максимальные ее погружения (до глубин 40÷47 км) фиксируются на флангах профиля. К центральной части профиля эта граница плавно воздымается, достигая минимальных отметок (32÷30 км) в основании Михайловской депрессии. Верхняя мантия (в той ее части, которая представлена на рисунках 5.2, 5.4) характеризуется постепенными наращиваниями скоростей продольных волн с глубиной от 8,15 км/с под Мохо до 8,25 км/с. На глубине 63 км установлена еще одна четкая субгоризонтальная сейсмическая граница со скачком скоростей от 8.25 до 8.40 км/с [488]. По результатам глубинного моделирования [164], плотность вещества мантии составляет 3,34 г/см². Это меньше плотности эклогита (3,5 г/см²), но соответствует плотности мантийного перидотита – пиролита (3,3÷3,4 г/см²), значения которых получены экспериментальным путем [296].

Особенности взаимоотношения элементов земной коры с разными скоростями продольных волн позволяют выделить зоны, которые с той или иной степенью достоверности можно интерпретировать как крупные разрывные нарушения. При этом следует учитывать, что,

как ранее упоминалось, косопоперечное или субпараллельное положение профиля по отношению к основным структурам региона затрудняет определение пространственно-кинематических параметров этих зон.

Объемная схема результатов геолого-тектонической интерпретации сейсмической модели DOBRE-5 с учетом сейсмической модели профиля DOBRE-2 [441, 453] представлена на рисунке 5.5. Следует отметить, что в данной модели не нашли отражения разрывные структуры, разделяющие повторяющиеся в разрезе фрагменты коры с разными скоростными свойствами (зоны 2 и 3 на рисунках 5.3, 5.4). Здесь эти фрагменты представлены как гранитные интрузии в фундаменте Скифской плиты. Тем не менее, обоснование наличия этих зон и результаты их параметризации приведены ниже – в подразделе 3.3.



Рисунок 5.5. Объемная схема геолого-тектонической интерпретации сейсмической модели по профилю DOBRE-5 (по [488]). Условные обозначения: земная кора: **1** – осадочные толщи, $Vp=2,0\div5,6$ км/с; **2** – фундамент Преддобруджского прогиба (ПДП), $Vp=5,7\div5,9$ км/с и Скифской плиты (СП), $Vp=5,74\div6,05$ км/с; **3** – верхняя кора ПДП, $Vp=6,23\div6,35$ км/с и СП/ВЕП, $Vp=6,3\div6,4$ км/с; **4** – гранитные интрузии в фундаменте СП, $Vp=6,22\div6,3$ км/с; средняя кора кратона, $Vp=6,6\div6,7$ км/с; **5**-**6** – нижняя кора ПДП, $Vp=6,5\div6,7$ км/с и ВЕП/СП, $Vp=6,8\div7,1$ км/с; **7** – высокоскоростной слой нижней коры (HVLC) в основании Каркинитского прогиба, Vp=7,16 км/с; **8** – верхняя мантия, $Vp=8,15\div8,25$ км/с; **9** – глубинные разломы (*a* – подтвержденные данными изменений сейсмического волнового поля, *б* – неподтвержденный в сейсмическом разрезе Истрийский разлом [473]); **10** – положение границы Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (на врезке – ее истинный осредненный угол погружения – 17°).

Таким образом, к основным структурам, интерпретируемым как крупные региональные разломы, отнесены зоны 1-3 (рисунки 5.3, 5.4), две из которых (№№2, 3) устанавливаются

достаточно уверенно по повторениям в вертикальном разрезе фрагментов коры с разными скоростными свойствами. Зона 1 выделена как предполагаемая по характерным изгибам поверхностей всех слоев и, по-видимому, является отражением крупной системы листрических сбросов. Как показал анализ тектоники региона, именно эта зона играла определяющую роль в его строении и геологическом развитии, поскольку она идентифицирована как современное структурное выражение границы Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (Евразийской и Скифской плит) в земной коре и верхней мантии.

5.2. Параметризация и структурно-кинематическая идентификация шва сочленения разновозрастных платформ

Параметры зоны 1 (рисунки 5.3, 5.4) соответствуют рангу крупных региональных структур: видимая горизонтальная амплитуда смещения вдоль нее достигает 60 км, вертикальная амплитуда – $12\div15$ км, ширина зоны ее динамического влияния составляет не менее 60 км, протяженность проекции в плоскости профиля – около 400 км. Следствием ее высокой тектонической активности является образование высокоскоростного (V_p =7,16 км/с) сегмента нижней коры (по [488] – «high-velocity lower crust» или *HVLC*) в основании Каркинитского прогиба на глубинах 20÷37 км в интервале 170÷340 км. Допускается, что верхняя часть мантии в восточной части профиля (в интервале 380÷520 км) «срезается» этим нарушением, то есть граница Мохо здесь отчасти имеет тектоническую природу (рисунок 5.5).

Вследствие косопоперечного положения профиля по отношению к основным структурам региона, определение пространственно-кинематических параметров зоны 1 по характеру ее проекции на плоскость профиля DOBRE-5 весьма проблематично. Тем не менее, используя возможности графического анализа на стереографических сетках и учитывая известные данные о строении региона, некоторые варианты определения условий залегания этой зоны и реконструкции кинематических обстановок ее формирования (это аспекты, не отраженные в работе [488]) все же допустимы. В качестве исходных данных привлекаются вынесенные на экваториальную сетку Шмидта параметры ориентировки профиля DOBRE-5 (274°) и угла наклона проекции тектонического нарушения (осредненный угол наклона ее на восток составляет около 8°). Варианты положения тектонических нарушений, соответствующих этой проекции, с углами наклонов 8°, 10°, 20°, ... 80° как в северных, так и в южных румбах, показаны на рисунке 5.6 a в виде дуг на верхней полусфере. Учитывая сбросовый характер зоны, устанавливаемый по характерным изгибам поверхностей всех слоев, для каждой из

возможных плоскостей показана проекция вектора смещения, ориентированного строго по падению плоскости (стрелки, указывающие направление перемещения висячего крыла) или отклоняющегося от него в обе стороны на 15° (на рисунке 5.6 *a* сегменты, выделенные жирным).



Рисунок 5.6. Варианты возможных положений плоскости и вектора смещения зоны 1 (*a*) и соответствующие им проекции осей максимального растяжения σ_3 (*b*) [53, 66]. Условные обозначения: 1 – ориентировка профиля DOBRE-5; 2 – плоскости и векторы смещения при разных углах падения зоны в северных (С) и южных (Ю) румбах; 3-5 – вероятные положения осей σ_3 для соответствующих вариантов залегания зоны (3) и сегменты их возможной локализации для плоскостей с южным (4) и северным (5) падением; 6 – предполагаемое положение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты и вектор смещения ее висячего крыла; 7 – положение проекции оси σ_3 для этой зоны. Построения – на верхней полусфере.

Обстановки формирования сбросовых разрывов идентифицируются по ориентировкам осей максимального растяжения $(\sigma_3)^8$, поскольку оси σ_1 для сбросовых деформаций, по определению, занимают субвертикальное положение. Установить положение оси σ_3 для всех предполагаемых вариантов плоскостей зоны 1 (с учетом возможных отклонений вектора смещения), представляется возможным по аналогии с реконструкцией сбросовых полей напряжений для зеркал скольжения на стенках тектонических трещин. При этом центральное поле стереограммы (45÷90°) не будет задействовано, поскольку оно является областью локализации оси σ_1 (рисунке 5.6 δ).

Анализ приведенных построений [53] показывает, что:

1. В случае, если исследуемое нарушение простирается перпендикулярно профилю DOBRE-5, оно имеет восточное падение в среднем под углом 8°, а сбросовое смещение

⁸ Напомним, что в настоящей работе сжатие принято положительным при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

висячего крыла происходит на восток. Проекция оси σ_3 ориентирована на восток под углом $35 \div 45^\circ$; следовательно, реальное растяжение происходит под таким же углом в западном направлении, поскольку реализация его в верхнюю полусферу физически невозможна.

2. При углах 10÷15° гипотетические плоскости имеют диагональные простирания – северо-восточное с падением на юго-восток или северо-западное с падением на северо-восток, а смещение висячего крыла происходит в юго-восточном или северо-восточном направлениях. Проекции осей растяжения имеют относительно крутое падение (30÷40°) и находятся, соответственно, в юго-восточном и северо-восточном секторах стереограммы.

3. При углах наклона более 20° все предполагаемые плоскости приобретают субширотное (с небольшими отклонениями) простирание, а векторы смещений и проекции оси σ_3 ориентированы субмеридионально (рисунке 5.6 *a*). В нижней половине стереограммы размещаются оси растяжения как для полого падающих (с углом <45°) структур с южным падением, так и для разрывов с углом $>45^{\circ}$ с падением на север; в верхнем сегменте – наоборот (рисунке 5.6 б). Вероятность направления растяжения, близкого к меридиональному, составляет более 65%. Таким образом, с высокой степенью достоверности можно полагать, что данная зона имеет субширотное (или близкое к нему) простирание с падением в южных или в северных румбах, а ее формирование было обусловлено обстановками субмеридионального растяжения. Сразу отметим, что второй из этих вариантов (северное падение), учитывая протяженность зоны 1 и амплитуду сбросовых смещений, невозможно вписать в общий структурный контекст региона. В то же время 1-й вариант (падение в южных румбах) предоставляет определенные возможности для уточнения важных аспектов региональной тектоники. Из рисунков 5.1-5.5 видно, что область выхода зоны 1 в приповерхностные горизонты (к востоку от о. Змеиный) строго соответствует западно-юго-западному продолжению того сегмента границы Восточно-Европейской платформы, который уверенно устанавливается по данным бурения в северном Крыму. К югу от этой линии (о. Змеиный перешеек Крымского полуострова) резко увеличиваются мощности нижнемелового и более молодых осадочных комплексов [43, 49, 87, 88, 138, 346, 347, 458 и др.]. Это позволяет рассматривать ее как проекцию на дневную поверхность северной тектонической границы интенсивно погружающихся бассейнов мезозойско-кайнозойской седиментации – зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты, а зону 1 на профиле DOBRE-5, соответственно, как ее глубинное структурное выражение. Тогда образования, слагающие о. Змеиный, относятся не к байкальско-герцинским комплексам основания Скифской плиты, а к палеозойскому чехлу лревней платформы, что согласуется как с данными исследователей, непосредственно изучавших состав и возраст пород на о. Змеиный

[359], так и с некоторыми опубликованными вариантами трактовки положения границы разновозрастных платформ [88 и др.].

Учитывая средний угол наклона зоны 1 на профиле (8°) и вероятный азимут ее поверхности $(70^{\circ}),$ истинные элементы простирания на залегания шовной зоны разновозрастных платформ составят 160∠17° (азимут и угол падения) [488, 66]. В том случае, если зона представляет собой сброс без существенной сдвиговой составляющей, ориентировка проекций вектора смещения составит $340\pm15 \ge 17^\circ$, а оси $\sigma_3 - 160\pm15 \ge 28^\circ$ (рисунок 5.6). То есть формирование зоны 1 происходило в обстановке субмеридионального, точнее, юго-юговосточного-северо-северо-западного растяжения: 340↔160° [53, 66]. В условиях строго меридионального растяжения (транстенсии или косого растяжения), что вполне допустимо, учитывая данные о влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа [45], зона приобретает сдвиговую составляющую и идентифицируется как правый сдвиго-сброс.

Вышеприведенные данные по параметризации зоны 1 не могут рассматриваться как результат детального картирования: данная структура, хоть она и аппроксимирована плоскостной моделью, представляет собой весьма сложную и, отнюдь, не прямолинейную и не плоскостную систему. Ширина области ее динамического влияния оценивается в десятки километров, поскольку в разрезе уверенно выделяются также низкоранговые разрывы с аналогичными элементами залегания. При этом в верхних горизонтах коры падение зоны более крутое – до 30° (рисунок 5.3), а с глубиной оно постепенно выполаживается (рисунок 5.4, рисунок 5.6 *а* – *сегмент, залитый серым*), вследствие чего она обретает облик системы «классических» листрических сбросов.

Таким образом, анализируемая зона представляет собой региональную систему сбросов восточно-северо-восточной ориентировки, идентифицируемую как фрагмент южной границы Восточно-Европейской платформы, вдоль которого происходило погружение крымского сегмента Скифской плиты [488, 53]. Тектоническая активизация ее могла периодически происходить в течение рифея-палеозоя, о чем свидетельствует большая (по сравнению с Добруджским регионом) мощность слоя с V_p =5,72÷6,05 км/с, соответствующего гетерогенному основанию Скифской плиты (рисунки 5.2, 5.4). Такое предположение верно при условии, что это утолщение не обусловлено доальпийскими коллизионными процессами вдоль внешнего края Восточно-Европейской платформы. Максимумы тектонической активности зоны, повидимому, приходятся на киммерийский и альпийский этапы. На это указывают наличие мощного киммерийского комплекса в составе гетерогенного основания этого сегмента Скифской плиты и Горного Крыма, а также существенно более значительные, чем на смежном причерноморском склоне Восточно-Европейской платформы.

осадочного чехла. О сбросовом характере данной структуры свидетельствуют также специфические «подвороты» изолиний скоростей в висячем крыле нижней части коры (V_p =6,80-6,90-7,00 км/с – на рисунке 5.2), присущие приразломным зонам нарушений этого типа.

Полученные данные представляются весьма значимыми, поскольку проблема положения и природы зоны сочленения древней и молодой плит длительное время активно дискутируется в литературе. Многочисленные, весьма разнящиеся по своему положению и геодинамической трактовке, варианты предлагались как в работах второй половины прошлого века [88, 346, 347, 375 и мн. др.], так и в тектонических и геодинамических реконструкциях последних лет [78, 170, 204, 361, 368, 388, 390, 419, 442, 458, 463, 476, 495 и мн. др.]. Некоторые из них (по [361]) приведены на рисунке 5.7.



Рисунок 5.7. Некоторые варианты положения зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты (из работы [361]): 1 – по [495]; 2 – по [476]; 3 – по [419]; 4 – по [442]; 5 – по [477]; 6 – по [170]; 7 – Северокрымская (на севере) и Предгорная (на юге) сутуры, по [390]; 8 – северная граница надвигового фронта пермского молассового комплекса передового прогиба на край Восточно-Европейской платформы [462].

Таким образом, основные выводы относительно места в тектонической иерархии разрывов региона, положения и структурно-кинематической идентификации рассматриваемого тектонического нарушения сводятся к следующему:

1. Данное нарушение является структурным отражением (в разрезе земной коры и верхней части мантии) зоны сочленения древней и молодой плит, о чем свидетельствуют его параметры (значительные горизонтальная и вертикальная амплитуды смещения, ширина зоны динамического влияния, протяженность).

2. Полученные результаты, строго говоря, не могут рассматриваться как результат детального картирования данного нарушения. Это – плоскостная модель, аппроксимирующая усредненное положение и элементы залегания (азимут простирания – 70°, азимут и угол

падения – 160∠17°) данной структуры, которая в действительности характеризуется более сложным строением. Так, на скоростной модели (рисунок 5.2) и ее интерпретации (рисунок 5.3) видно, что угол падения зоны меняется от 10 до 30°, достигая максимальных значений в верхних горизонтах земной коры, что отражено и на стереограмме (рисунок 5.6 a). Такое допущение весьма вероятно и по отношению к положению отдельных фрагментов проекции этой структуры на земной поверхности. Тем не менее, вполне уверенно можно констатировать наличие двух ключевых – на западном и восточном флангах – участков, «закрепляющих» пространственное положение (в разрезе и в плане) данного нарушения. Первый из них зафиксирован в скоростной модели и в результатах ее геологической интерпретации как зона высокоамплитудного смещения фанерозойских комплексов земной коры в восточном борту Змеиноостровского поднятия (рисунок 5.4). Второй участок – это перешеек Крымского полуострова и прилегающие к нему акватории Черного (Каркинитский залив) и Азовского морей, где положение проекции на земную поверхность зоны сочленения древней и молодой плит, установленное по комплексу геолого-геофизических данных, совпадает у большинства исследователей. Результаты геометризации данной структуры нашли свое выражение в объемной модели региона, представленной на рисунке 5.5.

3. Данные структурно-кинематического анализа зоны 1 дают основание полагать, что в течение альпийского этапа ее активизация происходила, главным образом, в виде регионального сброса или сдвиго-сброса, обусловленного наличием обстановок юго-юговосточного-северо-северо-западного растяжения или субмеридиональной транстенсии (косого растяжения) и служившего северной границей интенсивно погружающихся бассейнов мезозойско-кайнозойской седиментации. Это обстоятельство не исключает того, что на более ранних этапах развития (в частности, в позднепалеозойское время) возникновение и развитие этой структуры могли быть связаны с процессами конвергенции Евразийской плиты (Лавразии) и Скифской микроплиты (Скифии), вследствие чего эта зона играла роль коллизионной сутуры всем многообразии ее проявления. Подобное положение нашло отражение в BO геодинамических реконструкциях, согласно которым формирование структур обрамления древней платформы происходило путем присоединения разновозрастных микроконтинентов и террейнов в результате «захлопывания» Палеотетиса [351, 390, 509 и др.]. Вместе с тем, многие исследователи полагают, что формирование байкальско-палеозойских комплексов крымскочерноморского сегмента Скифской плиты происходило на жесткой, подвергшейся деструкции континентальной коре [78, 107, 445, 499, 502 и др.]. Исследуя природу установленной на профиле DOBRE-5 «наклонной сейсмической границы» (НСГ) и сопоставляя представления разных авторов о характере границы разновозрастных плит, Л.В. Фарфуляк отмечает: «... анализ возможных механизмов образования НСГ приводит к выводу, что эта граница может

отражать северное окончание раннепермского активного взбросового или надвигового (thrust) фронта южного падения и основание передового молассового прогиба так называемого Эвксинского орогенного пояса [462] либо соответствовать Северокрымской сутуре, образовавшейся в результате закрытия Палеотетиса в позднем палеозое – триасе ... [390]» [361, стр. 76-77, ссылки в цитате перенумерованы по нашему списку]. При этом сам автор склоняется ко второй точке зрения, говоря о «... субдукции Восточно-Европейской платформы под Скифскую плиту в южном направлении и их коллизии» [там же, стр. 77]. Вряд ли это утверждение можно полагать корректным, поскольку, во-первых, в этом контексте следует говорить о субдукции, а о надвигании фрагментов океанической литосферы не на континентальную окраину, т.е. – об обдукции, что противоречит результатам интерпретации скоростной модели DOBRE-5. Во-вторых, судя по характеру графических построений (разрезов) в работе, которой Л.В. Фарфуляк отдано предпочтение [390], последующее развитие позднепалеозойской Северокрымской сутуры приводит, главным образом, к формированию покровно-надвиговых структур, секущих осадочный чехол во всем стратиграфическом диапазоне, включая неоген-четвертичные образования. Сам автор их трактует как « ... ретронадвиги обратного, южного, падения со складками северной вергентности в Равнинном Крыму и прилегающих шельфах ...», обусловливая их образование процессами неогенчетвертичной конвергенции в Черноморско-Каспийском регионе [390, стр. 40]. Однако представляется маловероятным, чтобы разрывные структуры тангенциального сжатия (шарьяжи, сингенетичные им принадвиговые складки и т.п.) привели к многократному увеличению мощности осадочного чехла (до 10 и более км), и при этом не оставили значимых признаков своего существования ни в рассматриваемой скоростной модели, ни в разрезах параметрических, разведочных и поисковых скважин, количество которых в данном районе исчисляется сотнями. Таким образом, будет корректным считать, что вопрос о рассмотрении зоны 1 в качестве позднепалеозойской сутуры пока остается открытым. Но преимущественно сбросовая природа этой структуры на альпийском этапе ее развития вполне уверенно устанавливается по результатам интерпретации скоростной модели по профилю DOBRE-5.

4. Можно с уверенностью полагать, что зона сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты является одним из системных тектонических (геодинамических) элементов региона сбросового типа, локализованных между древней платформой и Черноморской котловиной. Так, на профиле ГСЗ-25 (положение которого показано на рисунке 5.1) установлен крупный сброс в палеозойском и докембрийском фундаменте (подтверждаемый данными ОГТ [459]), расположенный вдоль континентального склона, к югу от которого мощность молодых осадков Черноморской впадины существенно возрастает до 13÷14 км [340]. Его предполагаемые параметры (амплитуда – до 8 км, ширина –

более 20 км, угол падения на юг – около 20°) вполне согласуются с характеристиками исследуемой зоны сочленения разновозрастных плит. Так же на геотраверсе VI (по [328]) граница между континентальной корой и корой переходного типа устанавливается в 30÷40 км к югу от Крымского побережья в пределах Южнобережной сейсмогенной зоны, которая также погружается в юго-юго-восточном направлении в среднем под углом 18-20° [191, 325]. Здесь, по данным ГСЗ и ОГТ, также отмечается сброс в палеозойском фундаменте и резкое увеличение мощности молодых осадков Черноморской впадины. На обоих профилях эта граница прослеживается достаточно четко так же, как в обобщениях [341, 417, 450]. По данным ОГТ, структура осадочных пород от верхнего мела и моложе на этой границе отображает деформацию скорее сбросового, а не взбросового типа [78, 459]. При этом строение области перехода указывает на режим растяжения и рифтогенеза, при котором происходило зарождение как Черноморской впадины, так и рифтогенной зоны в пределах современного Каркинитскго залива. Таким образом, обстановки субмеридионального растяжения (транстенсии) обусловили возникновение системы крупных, относительно пологих, падающих в южном направлении листрических сбросов, предопределивших основные черты современного строения зоны перехода от древней мощной континентальной коры Восточно-Европейской платформы к тонкой коре субокеанического и океанического типов Черноморской впадины. В периоды, когда обстановка в регионе менялась на противоположную – субмеридионального сжатия или транспрессии (о чем будет сказано ниже), эти зоны могли активизироваться в виде надвигов. При этом амплитуды надвигообразования значительно уступали по размаху амплитудам сбросовых смещений, что нашло отражение в современном проявлении этих зон.

5.3. Надвиговые (поддвиговые) структуры северного борта гетерогенного основания крымского сегмента Скифской плиты

На профиле ГСЗ DOBRE-5, кроме структуры, идентифицируемой как южная граница Восточно-Европейской платформы [488, 53, 66], в составе крымского сегмента основания Скифской плиты (скорости продольных волн V_p =5,72÷6,05 км/с) выделяются зоны, разграничивающие «подвешенные» фрагменты земной коры со скоростями, характерными для дорифейского гранитно-гнейсового субстрата (V_p =6,22÷6,30 км/с). Здесь наблюдается утроение разреза с переслаиванием высокоскоростных и менее скоростных слоев. При этом основание верхнего фрагмента с V_p =6,22 км/с как бы срезается почти прямолинейной границей, имеющей свое восточное продолжение в осадочных комплексах (рисунки 5.2-5.4, зона 2), где она также отделяет расположенный выше более скоростной осадочный слой (V_p =4,50 км/с) от нижележащего, менее скоростного (V_p =3,50 км/с). Вероятно, эта же неоднородность обусловила наличие флексурообразного изгиба скоростных границ на западном борту Центрально-Крымского поднятия (в интервале 350÷370 км профиля на глубине около 5 км). Протяженность зоны на профиле составляет около 270 км, глубина залегания – 5÷8 км, вертикальная амплитуда смещения – более 4 км. Видимая мощность подстилающего низкоскоростного слоя составляет 2÷3 км. Аналогичная ситуация наблюдается и на глубинах 7÷15 км, где высокоскоростные образования (V_p =6,25÷6,30 км/с) залегают на слое, характеризуемом скоростями V_p =5,90÷6,00 км/с. Эта граница раздела (там же, зона 3) слабо изогнута и также весьма протяженна (не менее 250 км). Вертикальная амплитуда смещения вдоль нее составляет от 4 до 15 км, мощность подстилающего низкоскоростного слоя – до 7 км.

В коллективной статье [488] большинство авторов сошлось во мнении, что наблюдаемое чередование на профиле высокоскоростных и низкоскоростных фрагментов коры обусловлено наличием крупных палеозойских интрузивов гранитоидного состава в строении гетерогенного основания Скифской плиты, вследствие чего подошвы высокоскоростных «подвешенных» фрагментов показаны как нетектонические (рисунок 5.5). В принципе, подобная точка зрения имеет право на существование, поскольку предполагаемое наличие палеозойских гранитоидных образований в Крыму обосновывается абсолютными датировками, приведенными в литературе. Так, гранит-порфиры предположительно краевой фации интрузива, вскрытого на Гераклейском плато (южнее профиля DOBRE-5, в районе г. Севастополь), имеют абсолютный возраст 325 млн. лет [134]. Ороговикование и мигматизация пород складчатого основания Скифской плиты в районе Балашовского выступа (к северу от профиля DOBRE-5), по [236] вызваны внедрением гранитоидного интрузива с возрастом 250 млн. лет. С этими данными согласуются определения абсолютного возраста галек гранитоидного состава из верхнеюрских конгломератов Горного Крыма – 210÷281 млн лет [90], хотя в решении вопроса об области сноса этих галек авторы больше склоняются (и не без оснований) в пользу источников, расположенных к югу от территории локализации конгломератов, т.е. – в пределах современных акваторий Черного моря. Интрузивы плагиогранитов и гранодиоритов предположительно позднепалеозойского возраста вскрыты скважинами в пределах Меловой, Межводненской и Ильинской площадей северного Крыма. Все эти данные послужили основанием для утверждения о том, что гранитоидные интрузивы в пределах Скифской плиты в возрастном отношении, как правило, не поднимаются выше палеозоя [198], будучи объединенными в гранодиорит-плагиогранитную формацию, обусловленную позднегерцинскими орогеническими движениями земной коры региона и выплавлением кислых магм в ее верхних слоях [347 и др.].

Однако имеются более веские основания полагать, что высокоскоростные (гранитоидные) тела в основании Центрально-Крымского поднятия являются не палеозойскими интрузивами, а фрагментами дорифейского гранитно-гнейсового субстрата (кристаллического фундамента), сорванными и смещенными по зонам полого падающих разломов. В пользу их тектонического происхождения свидетельствуют:

1. Субпластовый «бескорневой» характер проявления высокоскоростных фрагментов коры (протяженность на профиле более 200 км при мощности до 7 км).

2. Почти линейный характер границы основания верхних массивов (зоны 2), на тектоническую природу которой указывает также продолжение предполагаемого нарушения в осадочном чехле (в восточной части профиля – интервал 530÷640 км), где более высокоскоростные слои разреза также залегают на менее скоростных образованиях ((рисунки 5.2-5.4).

3. Локализация высокоскоростных фрагментов в ядре Центрально-Крымского поднятия основания Скифской плиты, в то время как все ранее перечисленные предполагаемые и установленные позднепалеозойские образования [134, 236 и др.] расположены вдоль зон сочленения крупных геоструктур региона, где внедрению гранитоидных магм в верхние горизонты земной коры могла способствовать высокая проницаемость последней (Балашовская, Меловая, Межводненская и Ильинская площади – в зоне сочленения Восточно-Европейской плиты и Горнокрымского сооружения).

4. Отсутствие в пределах Равнинного Крыма достоверно установленных крупных гранитоидных интрузивов, поскольку все сведения о наличии таковых основываются на косвенных признаках – ороговикование, мигматизация, наличие краевых фаций и т.п.

Таким образом, низкоскоростные слои, разделяющие расположенные друг над другом субпластовые тела гранитного состава, можно было бы интерпретировать как кровлю автохтона (в основании зоны 3) и паравтохтона или нижнего аллохтона (в основании зоны 2), по которым происходило смещение фрагментов коры по надвиговому типу. Однако, согласно [360, т. 1, с. 48], *«allochthon – это массы горных пород, перемещенные (выделено нами – Ю.В.)* от места своего первоначального залегания тектоническими силами, как, например, в надвиговых чешуях или тектонических покровах». В данном случае, учитывая, что автохтонной является северная часть исследуемой территории, а указанные структуры являются, вероятнее всего, поддвигами и, следовательно, происходило перемещение нижних фрагментов по отношению к верхним (о чем будет сказано ниже), то правильнее считать, что сегменты основания Скифской плиты, ограниченные снизу зонами 2 и 3 представляют собой висячие (соответственно, автохтонное и паравтохтонное) крылья региональных поддвиговых нарушений. В любом

случае, переслаивание высокоскоростных и низкоскоростных слоев позволяет рассматривать этот фрагмент разреза в системе «автохтон-паравтохтон-аллохтон», предполагая наличие тектонических границ в основании «бескорневых» гранитоидных образований (зоны 2 и 3 на рисунках 5.3, 5.4). В пользу этого предположения свидетельствует и наличие установленных фрагментов отражающих границ (маркирующих зону 3) в основании нижнего высокоскоростного слоя.

Определение пространственных параметров этих зон и реконструкция кинематических обстановок их формирования [53] выполнены на тех же принципах, что и идентификация шовной зоны сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы [66] – путем графического анализа на стереографических сетках и по аналогии с известными приповерхностными структурами, установленными в регионе (рисунок 5.8). В качестве исходных данных на стереограмме показаны ориентировка профиля DOBRE-5 (азимут 274°) и угол наклона проекций предполагаемого тектонического нарушения. Поскольку осредненные углы наклона проекций зон 2 и 3 близки между собой (около 1° и 4°, соответственно), допустимо смоделировать ситуацию для осредненной проекции, имеющей наклон на восток, равный 3° (на рисунке 5.8 *a* – точка «х»). Для того чтобы любая из возможных плоскостей удовлетворяла заданным условиям, проекции этих плоскостей на стереограмме должны проходить через эту точку. Все возможные варианты тектонических нарушений с углами наклона 3° , 5° , 10° , 20° , ... 80° как в северных, так и в южных румбах, показаны фрагментарно в виде полудуг пунктиром (рисунок 5.8 a). Исходя из предположения о том, что анализируемые нарушения представляют собой взбросы, надвиги или поддвиги (каковая их природа обосновывается особенностями взаимоотношений высокоскоростных и низкоскоростных комплексов), для каждого из возможных их вариантов определяется положение проекции вектора смещения, ориентированного строго по восстанию плоскости (на рисунке 5.8 а – стрелки, указывающие направление перемещения висячего крыла) или отклоняющегося от него в ту или иную сторону на 15° (там же – отрезки, выделенные жирным).

Согласно классификации [98, 126], кинематические обстановки взбросо-надвиговых структур и их парагенезисов определяются по ориентировкам осей максимального сжатия (σ_I). Учитывая, что ось σ_I , располагаясь в квадранте сжатия, отклоняется от нарушения в плоскости «вектор смещения–полюс разрыва» на величину, близкую 45° (либо 45°- α , где α – угол скалывания), представляется возможным определить ее ориентировку для всех предполагаемых вариантов плоскостей зон 2 и 3, включая принятые допуски отклонения вектора от направления по восстанию в обе стороны на 15° (рисунок 5.8 δ). При этом центральное поле стереограммы (45÷90°) не будет задействовано, поскольку, по определению, оно является областью локализации оси минимального сжатия (σ_3).



Рисунок 5.8. Структурно-кинематический анализ разрыва, аппроксимирующего положение надвиговых зон 2 и 3 (по [53]): *а* – варианты возможных положений плоскости и проекции вектора смещения; δ – соответствующие им положения проекций осей максимального сжатия (σ_1); *в* – результаты параметризации Березовского надвига (изолинии – изогипсы поверхности надвига; кружки – скважины и их номера: в числителе возраст пород в кровле надвига, в знаменателе – абсолютная отметка); *г* – площади, в пределах которых установлены надвиги (1 – Березовский, 2 – Сарыбашский). Условные обозначения: 1 – ориентировка профиля DOBRE-5; 2 – плоскости и векторы смещения при разных углах падения зон в северных (С) и южных (Ю) румбах; 3-5 – вероятные положения осей σ_1 для разных вариантов залегания зон (3) и сегменты их возможной локализации для плоскостей с южным (4) и северным (5) падением; 6 – Березовский надвиг и вектор смещения его висячего крыла; 7 – реконструированное положение оси σ_1 для этого надвига. Построения – на верхней полусфере.

Анализ результатов построений (рисунок 5.8 *а*, б) показывает, что:

1. В случае, если исследуемое нарушение простирается перпендикулярно плоскости профиля DOBRE-5, оно имеет восточное падение под заданным углом (3°), а перемещение висячего крыла происходит на запад. При этом проекция оси сжатия имеет широтную (восточную) ориентировку и угол падения приблизительно 40÷45°.

2. При углах наклона 5÷10° плоскости имеют диагональные простирания – северовосточное с падением на юго-восток или северо-западное с падением на северо-восток; соответственно, перемещение висячего крыла происходит в северо-западном и в юго-западном

244

направлениях. Оси сжатия ориентированы также диагонально и имеют относительно крутое падение – 30÷40°.

3. При углах наклона более 15° все предполагаемые плоскости имеют субширотное (с небольшими отклонениями) простирание, а проекции векторов смещений и осей сжатия σ_1 тяготеют к меридиональным сегментам стереограммы. При этом в южном полушарии будут размещаться оси сжатия как для надвиговых (с углом падения <45°) структур с южным падением, так и для взбросов (с углом падения >45°) с северным падением; в северном сегменте – картина диаметрально противоположная.

4. Из стереограммы (рисунок 5.8 *б*) следует, что большая часть (более 70%) возможных положений взбросо-надвиговых зон тектонических нарушений характеризуется обстановками субмеридионального сжатия.

Таким образом, с высокой степенью вероятности можно полагать, что тектонические зоны 2 и 3 имеют субширотное простирание с падением от 15 и более градусов в северных или в южных румбах, и их формирование обусловлено наличием обстановок субмеридионального сжатия (транспрессии) в регионе.

Первый из анализируемых вариантов предполагает северное падение зон 2 и 3. На допустимость такой интерпретации указывает наличие надвигов в основании платформенного чехла, установленных по данным бурения глубоких скважин. В одной из разведанных структур Равнинного Крыма – Березовской, расположенной к северу от линии профиля на расстоянии 20÷25 км (рисунок 5.8 г), установлено надвиговое нарушение, параметры которого уверенно определяются по сдвоенным фрагментам разреза меловых отложений (рисунок 5.8 в), что позволяет оценить время формирования надвига как поздне- или послемеловое (по возрасту самых молодых образований в лежачем крыле надвига – не ранее сантона) [53]. Березовский надвиг (на рисунке 5.8 a обозначен как БН) имеет простирание 280÷290°, угол падения (в направлении 10÷20°) составляет около 15°; амплитуда смещения достигает почти 1,5 км. При этом проекция надвига на плоскость профиля DOBRE-5 имеет те же параметры, что и западная часть зоны 2: ее наклон на восток составляет 1÷2°. Примерно такие же значения элементов залегания Березовского надвига указаны и в работе [298]. Там же приведены результаты палеореконструкций расположенного в непосредственной близости (рисунок 5.8 *c*) Сарыбашского дизъюнктивного нарушения с близкими параметрами. Таким образом, можно допустить, что локализованные в висячем борту зон 2 и 3 Березовский и Сарыбашский надвиги являются низкоранговыми структурными аналогами этих зон. В этом случае оба нарушения, выделенные на профиле DOBRE-5, имеют также северное падение, а величина перемещения по ним составляет от 15 км (зона 2) до 30 и более км (зона 3). Формирование всех надвигов (точнее «поддвигов», поскольку вдоль них происходило погружение лежачего – южного крыла – под северное), локализованных как в осадочном чехле, так и в складчатом основании, происходило в обстановке субмеридионального сжатия, аппроксимируемого взбросовой стереографической моделью (рисунок 2.29 *a*) разрывообразования в Горном Крыму.

Тем не менее, второй вариант интерпретации – падение описываемых надвигов в южном направлении – также можно рассматривать, как вполне допустимый. В этом случае их геодинамическая позиция может рассматриваться двояко:

1. Анализируемые разломные зоны соотносятся с позднепалеозойской Северокрымской сутурой, вдоль которой микроконтинент Скифия граничит с Лавразией, или с локализованными к югу от этой сутуры субширотными региональными надвигами, формирование которых отнесено также к позднепалеозойскому этапу конвергенции [388, 390]. Однако, такое предположение повлечет за собой необходимость существенного омоложения последних, поскольку возраст нарушений 2 и 3 не ниже поздне- или послемелового, на что указывает смещение одной из этих зон комплексов в основании платформенного чехла.

2. Зоны 2 и 3 представляют собой глубинные надвиги южного падения, формирование которых обусловлено процессами конвергенции в регионе в течение альпийского этапа его развития. В этом случае упомянутые выше Березовскую и Сарыбашскую структуры можно рассматривать, как приповерхностные ретронадвиги – надвиги с обратным падением по сравнению с основной (зоны 2 и 3) системой.

Учитывая место локализации описываемых нарушений в структуре Равнинного Крыма (в северном борту Центрально-Крымского поднятия складчатого основания Скифской плиты) и независимо от того, какому из вариантов интерпретации условий их залегания отдается предпочтение, данные структуры можно обозначить как Верхний (зона 2) и Нижний (зона 3) Центрально-Крымские надвиги [53].

5.4. Пространственно-временные особенности проявления процессов тектосейсмогенеза Крымско-Черноморского региона

Результаты структурно-кинематической идентификации тектонических нарушений, выделенных в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты при интерпретации скоростной модели профиля DOBRE-5, показали следующее:

1. Структурно-кинематическое типы этих структур (сброс, надвиги/поддвиги) логично дополняют предположение о наличии зональности в проявлении деформационных режимов процессов тектосейсмогенеза (см. стр. 241). Учитывая опубликованные данные по тектонике

Равнинного Крыма и Северного Причерноморья [28, 78, 86, 88, 328, 346, 368, 375, 458 и мн. др.], этот тезис можно сформулировать следующим образом: в течение альпийского этапа в Крымско-Черноморском регионе особенности проявления тех или иных деформационных режимов разрывообразования в значительной степени были обусловлены изменениями мощности и строения земной коры.

2. Основные разрывные структуры зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты были сформированы (и неоднократно активизировались) в диаметрально противоположных условиях. В первом случае (зона 1 на рисунке 5.6) разрывообразование было обусловлено процессами юго-юго-восточного-северо-северо-западного растяжения или субмеридиональной транстенсии. Напротив, обстановкой, «ответственной» за формирование надвиговых/поддвиговых структур (зон 2 и 3 на рисунке 5.8), являлось субмеридиональное сжатие или, что не исключено, транспрессия – тектонический режим, сочетающий условия сжатия и сдвига. Это указывает на инверсионный характер проявления кинематических условий и, соответственно, ориентировок структурообразующих полей напряжений в регионе.

Детальное обоснование этих положений (в порядке, перечисленном выше) базируется, во-первых, на сравнении особенностей проявления тектосейсмогенеза региона и, во-вторых, на данных историко-структурного анализа, отражающих периодический характер изменения кинематических обстановок в его пределах в течение альпийского этапа.

Ранее отмечалось, что Крымско-Черноморский регион характеризуется наличием сегментов земной коры разных типов: континентальной, большой мощности – с одной стороны, и редуцированной субокеанической и океанической – с другой (рисунки 5.1, 5.9). В первом случае – это (с севера на юг) Причерноморский склон Восточно-Европейской платформы, Крым, включая Скифскую плиту и почти всю территорию Горнокрымского сооружения, и (за пределами региона) массивы Понтид на побережье Турции. Земная кора этих геоструктур характеризуется большой мощностью (более 40 км) и полнотой разреза, в составе которого выделяются (согласно «классической» трактовке) «базальтовый» и «гранитный» слои, перекрываемые осадочным чехлом. К участкам с тонкой корой мощностью от 18÷20 км (с редуцированным «гранитным» слоем или с полным его отсутствием) относятся Западно- и Восточно-Черноморская впадины, основание которых сложено корой океанического и субокеанического типов соответственно [327, 371. 501 и др.], и область континентального склона. Также к сегментам с редуцированной земной корой можно отнести зону Каркинитско-Северокрымского прогиба, в основании которого по результатам работ ГСЗ на глубинах 20÷37 км выделяются высокоскоростной слой с V_p=7,16 км/с [488] или «коромантийная смесь» (слой с V_p=7,4÷7,7 км/сек с кровлей на глубинах 28÷30 км – по данным [327-331, 339 и др.]). Наличие этого слоя, наряду с проявлениями альб-сеноманского андезитового вулканизма [186], является следствием интенсивной деструкции земной коры, связанной с процессами раннеальпийского рифтогенеза вдоль шва сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты [43, 45, 327- 330, 368, 462 и др.]. В этих сегментах количественные соотношения тектонических разрывов разных структурно-кинематических типов отражают определенную зональность в проявлениях доминирующих деформационных режимов тектосейсмогенеза.



Рисунок 5.9. Особенности строения земной коры Крымско-Черноморского региона, обусловившие различие проявлений тектосейсмогенеза в обстановках регионального сжатия. *Условные обозначения:* 1-2 – области развития мощной (более 40 км) континентальной коры с преимущественным проявлениями тектосейсмогенеза сдвигового и взбросо-сдвигового типов (1 – Причерноморский склон Восточно-Европейсуой платформы, 2 – Скифская плита и Горный Крым); 3-4 – области редуцированной континентальной, субокеанической и океанической (от 18-20 км) коры (3 – глубоководная часть Черноморской впадины) и зоны глубинных разломов (4) с преимущественными проявлениеми тектосейсмогенеза взбросового и сдвиго-взбросового типов (*цифры в кружках:* 1 – Южнобережная, 2 – Одесско-Синопская, 3 – Северокрымская); 5 – изолинии глубин поверхности Мохо; 6 – граница Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.

Так, в пределах геоструктур, характеризующихся большой мощностью континентальной коры, в обстановках регионального сжатия формируются, главным образом, тектонические разрывы сдвиговых и взбросо-сдвиговых типов. На это указывают: 1) доминирующая роль в структуре Горного Крыма тектонических разрывов, сформированных в условиях сдвиговых и взбросо-сдвиговых деформационных режимов, идентифицированных как по зеркалам скольжения и их структурно-кинематическим парагенезисам (глава 2, рисунки 2.7, 2.8), так и по структурным парагенезисам трещин, не несущих следов смещений (там же, рисунки 2.39, 2.44);

2) преимущественно сдвиговый тип тектонических разрывов, активизированных на альпийском этапе, и сдвиговые, образовавшиеся, по-видимому, в новейшее время, парагенезисы зеркал скольжения, установленные на многочисленных объектах в пределах Украинского щита и его склонов (глава 6, рисунки 6.7, 6.8 и др.); 3) сдвиговый с незначительной взбросой составляющей характер очагов Криворожских землетрясений 25.12.2007 г. и 23.06.2013 г. (глава 6, рисунок 6.9) (по [147, 263, 265]).

В зонах и областях с редуцированной земной корой в процессе тектосейсогенеза, обусловленного обстановками регионального сжатия, большее развитие получили разрывные структуры взбросового, сдвиго-взбросового и надвигового типов. Так, в пределах развития океанической и субокеанической коры Черноморской впадины и в зоне ее континентального склона доминируют обстановки сейсмогенеза взбросового типа (рисунок 4.6). Процессы взбросо- и надвигообразования проявились также в прибрежной области Крыма (Балаклавский, Карадагский, Эчкидагский и др. надвиги), примыкающей к зоне перехода от континентальной коры к субокеанической. Картину дополняет факт локализации системы Центральнокрымских надвигов (поддвигов) на границе Скифской плиты и Каркинитско-Северокрымского прогиба с редуцированной корой. Таким образом, можно полагать, что региональные особенности проявлений деформационных режимов тектосейсмогенеза обусловлены как изменениями мощности и строения земной коры, так и периодическим изменениями кинематических обстановок сжатия и растяжения.

Хронологическую последовательность этих изменений и периоды, в течение которых та или иная из обстановок являлась доминирующей, обосновывается полихронной цикличностью колебательных движений коры по типу продольного сжатия-растяжения. Она является как длиннопериодной (в геологическом масштабе времени, отражая изменения обстановок на разных стадиях альпийского этапа), так и короткопериодной, когда инверсия происходит в течение коротких временных интервалов. Последнее подтверждают сейсмологические данные по Крымско-Черноморскому региону (см. главу 4), где это проявляется в решениях механизмов очагов землетрясений [247-251, 253-256], локализованных в пределах одной сейсмогенной зоны, но возникших в разных, зачастую противоположных кинематических условиях.

Наличие длиннопериодной цикличности было обосновано сравнительным анализом площадей морского осадконакопления, мощностей и состава литолого-стратиграфических комплексов платформенного чехла крымского сегмента Скифской плиты и Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы, выполненного на основе 32-х повременных литолого-стратиграфических карт масштаба 1:1000000 (для Северного Причерноморья) и 1:200000 (для Равнинного Крыма) [43, 45, 50, 51]. Карты составлялись в соответствии с унифицированным, принятым для данного региона расчленением разрезов [37, 86, 87, 375 и

др.], вскрытых параметрическими, разведочными и поисковыми скважинами, количество которых составляет более полутора тысяч (в том числе, в Равнинном Крыму – около 700). Результаты сопоставления региональных стратотипов с таксонами международной шкалы отражены в специализированной литературе [87, 308, 383 и др.] и при издании геологических карт [113-115]. Анализируемые разрезы и карты уверенно коррелируются, позволяя проследить латеральные и вертикальные изменения в составе одновозрастных комплексов. Учитывалось, что: а) платформенные отложения формировались в условиях относительно мелководного бассейна, в пределах которого отсутствовали области длительного некомпенсированного погружения, то есть мощности и состав осадочных образований в известной мере отражают степень прогибания земной коры региона; б) латеральная зональность разновозрастных отложений (от относительно глубоководных к прибрежным фациям) указывает на то, что контуры морского бассейна в разные эпохи примерно совпадали с современными границами литолого-стратиграфических распространения соответствующих комплексов. Также учитывались результаты предыдущих историко-структурных исследований в пределах региона [149, 346, 362, 375 и др.] и рекомендации по структурно-формационному анализу [144, 171, 176, 365, 367, 369 и др.]. Полученные данные дают возможность с некоторым приближением судить об относительной глубине формирования тех или иных осадочных комплексов (т.е., о величине прогибания земной поверхности) и о закономерностях миграции береговой линии вследствие колебательных движений земной коры. Изначально эти колебания рассматривались как обусловленные вертикально ориентированными напряжениями [43]. Однако превалирующее влияние тангенциальных напряжений, установленное по данным тектонофизического изучения тектогенеза в Горном Крыму (см. гл. 2, [38, 39]), а также результаты палеогеодинамических реконструкций Средиземноморского пояса [78, 142, 143, 153-155, 204, 271, 458, 459, 462, 472, 475-477, 484-486, 495, 496, 499, 509 и др.], свидетельствуют о колебаниях земной коры региона по типу продольного сжатия-растяжения. Сравнение данных историко-структурного анализа с палеогеодинамическими реконструкциями показало, что цикличный характер этих колебанияй обусловлен особенностями эволюции задуговых бассейнов, формирующихся с раннемелового времени на южной окраине Евразии перед фронтом зон субдукции Неотетиса [107, 368, 445, 458, 462 и др.].

Длиннопериодная составляющая этой цикличности указывает на то, что в составе альпийского этапа выделяется три подэтапа: раннемеловой-раннеэоценовый, среднеэоценовыйраннемиоценовый и среднемиоценовый-четвертичный (ранне-, средне- и позднеальпийский, соответственно). В каждом из них проявляются трансгрессивные и регрессивные тенденции платформенного осадконакопления, а также периоды максимального и минимального распространения морского бассейна, которые отражаются и в составе литологостратиграфических комплексов [43, 45]. Это касается, главным образом, соотношения в разрезе обломочно-терригенного и хемогенно-карбонатного материала: доля первого уменьшается от начала каждого подэтапа к его середине и снова возрастает на завершающих стадиях (рисунок 5.10 A). Кратковременные внутриформационные, межформационные и локальные перерывы в осадконакоплении, не показанные на рисунке, усложняют предложенную схему, не изменяя общей тенденции. На цикличный характер геологических процессов в пределах Северного Причерноморья указывают и результаты предыдущих историко-структурных исследований [149, 192, 346, 362, 375]. Следует отметить, что кривая изменения площади морского осадконакопления в пределах Причерноморской впадины по своему характеру весьма сходна с аналогичным графиком для Равнинного Крыма (рисунок 5.10 А), позволяя синхронизировать обстановки в пределах этих областей.

В соответствии с рекомендациями по структурно-формационному анализу [144, 176, 365, 367, 369], в рамках каждого подэтапа выделены четыре стадии: трансгрессивная, инундационная, регрессивная и эмерсивная (рисунок 5.10 А).

Трансгрессивные стадии отражают обстановки субмеридионального растяжения, обусловившие устойчивое погружение территории и расширение площади морского бассейна с образованием преимущественно терригенных (неоком-альб) или карбонатно-терригенных (средний эоцен, средний миоцен) осадков. Инундационным стадиям свойственны относительно устойчивый тектонический режим на фоне продолжающейся транстенсии и максимальное распространение морского бассейна с преобладанием карбонатного или терригеннокарбонатного осадконакопления (рисунок 5.10 А). Вертикальная зональность пород в разрезе обусловлена сменой (снизу вверх) мелководных отложений более глубоководными. Эти стадии сопровождаются возникновением и/или активизацией разломов складчатого основания и платформенного чехла в виде сбросов, сдвиго-сбросов и сдвигов субширотной или диагональной (преимущественно северо-западной и западно-северо-западной) ориентировки (рисунок 5.10 В). При этом интенсивность тектонических движений в Равнинном Крыму, оцениваемая по мощностям, скоростям и градиентам скоростей осадконакопления различных комплексов (по методу В.Н. Крестникова [171]), имеет общую тенденцию к последовательному (от первого до третьего подъэтапов) снижению на фоне некоторого увеличения площадей морского бассейна в периоды максимальных трансгрессий [43, 45].

Регрессивные стадии характеризуют кардинальные изменения тектонического режима: в обстановках сжатия доминируют тенденции воздымания земной поверхности, уменьшения площади и обмеления морского бассейна с вытеснением из разреза карбонатных образований терригенными. Эмерсивные стадии характеризуются высоким стоянием региона и минимальными площадями морского терригенного осадконакопления (рисунок 5.10 A).



Рисунок 5.10. Цикличность колебательных движений земной коры региона как отражение эволюции субдукционных зон Неотетиса в течение альпийского этапа. **А**, **Б** – площади распространения и характеристика морских отложений (**A** – для Крымского сегмента Скифской плиты и Северного Причерноморья в таксонах геохронологической шкалы; **Б** – для Причерноморской впадины в масштабе абсолютного времени); **B** – розы-диаграммы ориентировок конседиментационных структур на разных стадиях раннеальпийского подэтапа (по [45]); **Г**, **Д** – региональные геодинамические обстановки на границе палеоцена-эоцена (**Г**) и в альбе (**Д**) – (по [462]), соответствующие периодам, показанным серыми дугообразными стрелками. *Буквами обозначены:* **A**₁, **A**₂, **A**₃ – ранне-, средне- и позднеальпийский подэтапы; **t**, **i**, **r**, **e** – трансгрессивная, инундационная, регрессивная и эмерсивная стадии. *Условные обозначения:* **1** – соотношение площади суши (*a*) и морских отложений (*б*); **2-8** – платформенные комплексы: **2** – терригенный базальный, **3** – терригенный, **4** – вулканогенный андезитовый (*a*) и вулканогенно-терригенный (*б*), **5** – карбонатный, **6** – терригенно-карбонатный, **7** – карбонатно-терригенный, **8** – терригенный лимонитсодержащий; **9** – складчатое основание.

При этом в кампан-маастрихтское время (раннеальпийский подэтап) в разрезе преобладают карбонатные осадки; в других случаях (на средне- и позднеальпийском подэтапах) происходит
полное (олигоцен) либо постепенное (мэотис-средний плиоцен) вытеснение из разреза карбонатных образований терригенными. Особенности состава платформенных образований на завершающих стадиях во многом обусловлены орогеническими движениями в пределах смежных активных областей. Наиболее отчетливо эта связь проявляется на примере отложений олигоцена-нижнего миоцена (майкопской серии) среднеальпийского подъэтапа: по латерали платформенные образования Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты переходят в молассу предгорных прогибов Крымско-Кавказской горной страны. Конседиментационные разломы в эти периоды активизируются в виде взбросов, взбросо-сдвигов, сдвигов и надвигов преимущественно северо-восточного и субширотного простирания (рисунок 5.10 В). Результатом инверсии обстановок позднеальпийского подэтапа явилось поднятие территорий Равнинного Крыма и Северного Причерноморья, а также формирование современного Горнокрымского сооружения [45].

Наиболее значимым, с точки зрения геодинамики развития региона на альпийском этапе, является раннеальпийский подъэтап, берущий свое начало с позднеготеривского времени, на что указывает возраст базального горизонта чехла (верхний готерив-альб), который имеет тенденцию к омоложению в направлении с юга (от крымских предгорий) на север – к осевой части Каркинитско-Северокрымского прогиба [20, 106, 116]. Начальные стадии подэтапа (трансгрессивная и инундационная) характеризуется преобладанием обстановок растяжения и усиливающегося прогибания земной коры. Об этом свидетельствуют: последовательное увеличение и углубление бассейна седиментации, значительные мощности осадочных толщ и высокие скорости осадконакопления, а также постепенное увеличение контрастности тектонических движений⁹, достигшей максимальных значений в турон-коньякское время, т.е. в середине инундационной стадии [43, 45]. В этот период происходит интенсивное формирование или активизация сбросовых структур, обусловивших ступенчатообразный рельеф поверхности складчатого основания Скифской плиты. При этом основную роль играли разломы западносеверо-западного, северо-западного и восточно-северо-восточного простираний (рисунок 5.10 В), которые предопределяли как ориентировку осевой наиболее подвижной части региона, так и общую конфигурацию Причерноморской впадины и Северокрымского прогиба.

Вышесказанное согласуется с результатами палеогеодинамических реконструкций ряда исследователей, которые рассматривают современную Черноморскую впадину как задуговый бассейн, образовавшийся путем деструкции континентальной коры в тылу Понтийской островной дуги в результате субдукции Неотетиса под Понтиды [107, 368, 407, 445, 458, 462, 476-477, 481, 499 и др.]. Так, в работе [107], авторы пришли к выводу, что «... глубоководная

253

⁹ Величина контрастности вертикальных тектонических движений [171] определяется как изменение мощности литолого-стратиграфических комплексов на единицу пространства за определенный временной интервал.

впадина Черного моря не является реликтом ни океана Тетис, ни более древнего океана. Она формировалась в течение 35 млн. лет (с 130 до 95 млн. лет), начиная с середины раннего мела. Образование впадины обязано процессам растяжения, приведшим, по-видимому, к возникновению окраинных (в том числе и Черного) морей Тетиса...» [107, с.138]. Указанный интервал соответствует рансгрессивной и началу инундационной стадий раннеальпийского подэтапа) (рисунок 5.10 А, Б). Аналогичные (по датировкам и геодинамической природе) взгляды на историю развития региона изложены в работах О.И. Хрящевской с соавторами [368, 458]. В них отмечается, что процессы рифтогенеза начались в раннем мелу (не позднее аптаальба) и продолжалась до конца сантона, обусловив возникновение на шельфе (вдоль зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты) системы полуграбенов, ограниченных сбросами южного падения. Рифтогенный этап длился от 128 до 83 млн. лет, что полностью совпадает с начальными стадиями раннеальпийского подъэтапа, показанными на рисунке 5.10. Одним из критериев субмеридионального растяжения земной коры в этот период является альб-сеноманский андезитовый вулканизм, проявившийся вдоль зоны сочленения разновозрастных платформ сначала в виде подводных щелевых извержений, а впоследствии – в виде вулканов центрального типа [186].

Палеотектоническая ситуация этого периода в регионе детально охарактеризована и в реконструкциях А.М. Никишина с соавторами [462 и др.], в частности, для альбского времени (рисунок 5.10 Д). Здесь нашли отражение процессы задугового растяжения континентальной коры, обусловленного субдукцией Неотетиса под Понтиды, вследствие чего в тылу последних возникла система рифтов, в том числе, послуживших ядром современных (но оформившихся еще в сеноман-коньякское время) Западно- и Восточно-Черноморской глубоководных впадин. Одновременно (в позднем апте-альбе) вдоль южного края Восточно-Европейской платформы происходило заложение крупного рифтогенного прогиба (Одесско-Джанкойского палеорифта – по [327, 330], Каркинитского рифта – по [368, 458, 462 и др.]), заполненного мощной толщей вулканогенно-терригенных отложений (рисунки 5.3, 5.10 Д). Максимальная интенсивность процессов рифтообразования, сопровождаемых активной вулканической деятельностью (наиболее поздние проявления которой приходятся на турон-коньяк – по пирокластическим образованиям в скважинах северо-западной части Черного моря), приходилась на среднийпоздний альб-сеноман [45, 53, 458]. Последнее обстоятельство несколько не согласуется с представлениями [462], согласно которым Каркинитский рифт к сеноману уже прекратил свое существование. Тем не менее, в соответствии с предложенной этими авторами моделью формирования Западно- и Восточно-Черноморской глубоководных впадин, их контуры оформились с сеноманского по коньякское время, что соответствует инундационной стадии раннеальпийского подъэтапа развития платформенного чехла в работах [43, 45, 53]. Таким образом, результаты палеогеодинамических реконструкций (для всей территории исследуемого региона) и структурно-формационного анализа (для его платформенных областей) вполне сопоставимы, что свидетельствует о корректности применяемых подходов, позволяющих исследовать данную геодинамическую систему во всем многообразии ее проявлений.

Учитывая вышесказанное, логично предположить, что основная фаза альпийской активизации зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты (зоны 1 на рисунках 5.3, 5.4) как крупной региональной структуры сбросового типа приходится на трансгрессивную и инундационную стадии раннеальпийского подъэтапа, которые отражают обстановки задугового растяжения земной коры, обусловленного субдукцией Неотетиса под Понтиды (рисунок 5.10 А, Д).

В середине позднего мела произошла инверсия кинематических условий в регионе. С этого времени и до раннего эоцена (регрессивная и эмерсивная стадии раннеальпийского подэтапа) преобладали обстановки субмеридионального тангенциального сжатия, вызвавшие сокращение площади бассейна морского осадконакопления и уменьшение мощностей литолого-стратиграфических комплексов вплоть до почти полного выклинивания некоторых из них (рисунок 5.10 А). К этому времени в Северо-Крымском прогибе полностью прекращается вулканическая деятельность. Вместе с тем, величина контрастности тектонических движений, характеризуемая минимальными значениями в конце инундационной и в начале регрессивной стадий раннеальпийского подэтапа, снова возрастает [45], отражая процесс «торошения» основания бассейна седиментации вследствие активизации разломов складчатого основания и платформенного чехла в виде взбросо-сдвигов, взбросов и надвигов. Кроме того, переход от инундационной стадии к регрессивной сопровождался перестройкой структурного плана: основную роль в регионе в это время играли конседиментационные разломы северо-восточной ориентировки (рисунок 5.10 В). В палеогеодинамических реконструкциях [368, 458 и др.] этот период обособлен как второй тектонический этап: пассивное пост-рифтовое термическое прогибание (хотя, по нашему мнению, «прогибание» в данном случае является относительным, остаточным, поскольку происходит на фоне общей тенденции к воздыманию земной коры). Согласно [458], он продолжался с кампана до конца среднего эоцена, что полностью соответствует периоду, на который приходятся регрессивная и эмерсивная стадии раннеальпийского подэтапа. По [462], временные рамки этапа термического прогибания «раздвинуты» от сеномана включительно до границы эоцена и олигоцена.

Учитывая поздне- или послемеловой возраст Березовского и Сарыбашского надвигов (поддвигов), а также возможность синхронного с ними образования Верхнего и Нижнего Центрально-Крымских надвигов (на что указывает смещение одной из этих зон осадочных комплексов основания платформенного чехла – см. рисунки 5.3, 5.4), благоприятным периодом

для образования всех надвиговых структур можно считать конечные стадии раннеальпийского этапа – регрессивную или (что более вероятно) эмерсивную. В это же время и в этих же условиях – в обстановке субмеридионального сжатия – с высокой степенью вероятности могла происходить активизация и зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с крымским сегментом Скифской плиты по надвиговому типу – в виде системы шарьяжей (зона 1 на рисунках 5.3, 5.4). Однако размах этого надвигания был намного меньше амплитуды предшествовавших (в течение трансгрессивной и инундационной стадий) сбросовых смещений вдоль этой зоны, вследствие чего в современном выражении она сохранила облик крупного листрического сброса.

Граница палеоцена и эоцена знаменует собой начало среднеальпийского подъэтапа в развитии региона [43, 45, 53]. Согласно палеогеодинамическим реконструкциям, в это время прекращаются субдукционные процессы перед фронтом Понтийской дуги и возникает новая зона субдукции, расположенная намного южнее – вдоль северного края «остаточного» океана Неотетис (рисунок 5.10 Г), который перманентно «захлопывался» под воздействием перемещения на север Аравийской плиты [462]. Вследствие большей удаленности новой зоны, обстановки задугового растяжения (трансгрессивная и инундационная стадии, охватывающие почти весь эоцен) в Крыму и Северном Причерноморье, проявились менее интенсивно, чем в соответствующие стадии раннеальпийского подъэтапа. Относительно невысокие мощности осадочных комплексов и скорости осадконакопления, а также меньшие градиенты изменения этих параметров вдоль шовной зоны разновозрастных плит, свидетельствуют о том, что активизация сбросовой зоны 1 в этот период также имела место, однако амплитуды сбросовых смещений уступали по своему размаху таковым, проявившимся на соответствующих стадиях раннеальпийского подъэтапа.

Завершающие регрессивная и эмерсивная стадии среднеальпийского подъэтапа (по [462] – «орогенный» и «основной орогенный» этапы) соответствуют периодам последовательного сокращения и, в конечном итоге, полного исчезновения Неотетиса вследствие окончательного причленения Аравии к Евразийской плите, которое завершилось к тортонскому времени [143, 509 и др.]. Высокая интенсивность орогенических движений в олигоцене–раннем миоцене, обусловившая формирование Крымско-Кавказской горной страны, обеспечила условия и для максимальной активизации надвиговых нарушений в основании Скифской плиты (зон 2, 3 на рисунках 5.3, 5.4). Подтверждением этого являются многочисленные деформации палеогеновых отложений в южном (более крутом) борту Индоло-Кубанского прогиба в виде сложных линейных складок, опрокинутых в сторону его осевой части и разорванных дизъюнктивами [444]. К явлениям этого же времени образования можно отнести установленные по результатам геофизических исследований складчатость сжатия, взбросы и надвиги северной вергентности в

меловых отложениях Северо-Азовского бассейна и в фундаменте Каркинитского прогиба [12, 78, 368, 458 и др.]. В обобщениях [417] результатов структурно-геологических исследований, проведенных в пределах Крыма и прилегающих акваторий, этот период отвечает второму этапу регионального сжатия. Таким образом, время основного формирования (активизации) Центрально-Крымских надвигов, по которым верхние части дорифейского субстрата были сорваны со своего места и надвинуты как на рифейско–палеозойские образования основания Скифской плиты, так и (частично) на отложения ее осадочного чехла, можно обосновать как позднеолигоценовое–раннемиоценовое.

Позднеальпийский подъэтап, начавшийся с середины миоцена (рисунок 5.10 А), отражает эволюцию Сарматского моря – внутреннего бассейна, занимавшего в среднем сармате (инундационная стадия) всю акваторию современных Черного и Азовского морей, территории Причерноморского склона древней платформы и Скифской плиты, за исключением островных поднятий, расположенных на месте Горного Крыма и Кавказа. Этот бассейн неоднократно менял свою конфигурацию (и, соответственно, названия – Мэотическое, Акчагыльское, Апшеронское море), последовательно сокращаясь на протяжении послесарматского времени (в течение регрессивной и эмерсивной стадий) в результате общего воздымания земной коры региона, обусловившего в итоге окончательное формирование современного Горно-Крымского сооружения и поднятие территорий всего Равнинного Крыма и Северного Причерноморья. Обстановки регионального растяжения, доминирующие в течение начальных стадий этого этапа, обусловили активизацию основных сбросовых структур региона – шовных зон сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы, а также Горного Крыма и современной глубоководной впадины Черного моря. На заключительных стадиях (в плиоценовое-четвертичное время) в обстановках субмеридионального сжатия могла происходить активизация системы Центрально-Крымских надвигов и их структурных аналогов, что находит подтверждение в современном рельефе Равнинного Крыма в виде Сарыбашской возвышенности, расположенной на северном фланге Центрально-Крымского поднятия. Современная активность зон сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы проявляется в виде очагов коровых относительно слабых землетрясений, объединяемых в Северокрымскую сейсмогенную зону [43], которая протягивается от о-ва Змеиный до северного побережья Азовского моря.

Таким образом, данные изучения колебательных движений земной коры Равнинного Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского тектонического этапа, полученные путем сравнительного анализа площадей морского осадконакопления, мощностей и состава литолого-стратиграфических комплексов платформенного чехла, вполне согласуются с результатами палеогеодинамических реконструкций Средиземноморского пояса [107, 368, 407, 445, 458, 462, 476, 495, 499 и др.]. Ранне- и среднеальпийский подъэтапы отражают эволюцию задуговых бассейнов, формирующихся на южной окраине Евразии перед фронтом зон субдукции Неотетиса, расположенных на разном удалении от исследуемой территории соответствующее (рисунок 5.10 Г, Д). При этом время, изменению положения субдукционных зон (граница эоцена и палеоцена), в точности совпадает с временной границей между этими подъэтапами. Начало третьего – позднеальпийского подъэтапа (граница раннего и среднего миоцена) соответствует периоду закрытия Неотетиса и образования внутреннего Сарматского моря. При этом в течение инундационных стадий площади морского осадконакопления увеличивались на каждом последующем подэтапе (рисунок 5.10 А, правый график), тогда как интенсивность тектонических процессов со временем (от раннеальпийского подъэтапа к позднеальпийскому) имеет тенденцию к снижению [43, 45, 53]. Это также обусловлено изменением пространственного положения и спецификой развития тех активных элементов геодинамической системы Средиземноморского пояса, которые оказывали непосредственное или опосредованное влияние на территорию исследуемого региона.

Таким образом, основная фаза альпийской активизации шовной зоны разновозрастных платформ по сбросовому типу приходится на раннеальпийский подэтап. Это относится и к другим сбросовым зонам Крымско-Черноморского региона, включая современные структурные ограничения северного борта глубоководной Черноморской котловины. Наличие аналогичных условий (субмеридионального растяжения) в начальные стадии последующих подъэтапов предопределяет возможность повторной активизации (реактивации) сбросовых разломных зон. Однако амплитуды смещений вдоль шовной зоны разновозрастных плит в эти периоды были не столь значительны. Последнее не относится к структурам позднеальпийского подъэтапа, разграничивающим Горный Крым и впадину Черного моря, где вертикальная амплитуда сбросовых смещений может оцениваться первыми километрами по разности абсолютных отметок дневной поверхности горной гряды и подошвы плиоцен-четвертичных отложений у подножья современного континентального склона. Наличие обстановок тангенциального сжатия в течение регрессивных и эмерсивных стадий всех подъэтапов обусловило возможность периодической активизации сбросовых структур региона, в том числе – шовной зоны между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой, в виде шарьяжей и надвигов. Однако, поскольку эта зона сохранила облик крупно-амплитудного листрического сброса, суммарные амплитуды надвиговых подвижек вдоль этой структуры в течение регрессивных и эмерсивных стадий были намного меньше суммарных амплитуд сбросовых смещений, обусловленных обстановками растяжения в начальные стадии каждого подъэтапа.

Благоприятным периодом для образования надвиговых структур являются регрессивная и эмерсивная стадии раннеальпийского подъэтапа (поздний сенон–палеоцен), характеризуемые обстановками субмеридионального сжатия. Однако высокая интенсивность орогенических движений на завершающих стадиях среднеальпийского подъэтапа (в олигоцене–раннем миоцене), обусловившая формирование Крымско-Кавказской горной страны и накопление мощных молассовых толщ в Индоло-Кубанском прогибе, указывает на высокую вероятность образования надвиговых нарушений в складчатом основании Скифской плиты именно в этот период. Об этом же свидетельствует и высокая степень дислоцированности палеогеновых отложений в южном борту Индоло-Кубанского прогиба в виде сложных линейных складок, разорванных многочисленными дизъюнктивами. К явлениям этого же времени образования можно отнести установленные складчатость сжатия, взбросы и надвиги северной вергентности в меловых отложениях Северо-Азовского бассейна и в Каркинитско-Северокрымском прогибе [12, 16, 78, 444, 453, 458, 506]. Таким образом, основным временем формирования Центрально-Крымских надвигов можно считать позднеолигоценовое–раннемиоценовое. Последующая их активизация происходила и на заключительной стадии позднеальпийского подъэтапа – в позднеплиоценое–четвертичное время, что находит подтверждение в рельефе Равнинного Крыма.

Таким образом, формирование и последующие активизации основных разрывных структур происходили под воздействием полей напряжений, отражающих периодическую сменяемость кинематических обстановок регионального сжатия и растяжения. При этом в обстановках сжатия активизация структур проявлялась в виде взбросов и надвигов, при наличии растяжения – происходила по сбросовому типу.

Основные выводы по разделу:

1. При геологической интерпретации скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5 выделены зоны разрывных нарушений, три из которых (учитывая их протяженность и амплитуды) можно отнести к разряду региональных. Первая из них идентифицирована как структурное выражение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты – это система пологопадающих сбросов восточно-северо-восточного простирания, вдоль которой происходит смещение всех слоев земной коры и границы Мохо. Ее пространственные параметры согласуются с общим характером распределения очагов землетрясений в пределах основной сейсмогенной зоны Крымско-Черноморского региона, что позволяет рассматривать данные структуры как систему крупноамплитудных сингенетических сбросов, обусловивших зарождение и особенности развития Черноморской впадины и сопредельных территорий на разных стадиях альпийского этапа. Две другие зоны представляют собой пологие надвиги, устанавливаемые по повторениям фрагментов геологического разреза; эти структуры обозначены как Верхний и Нижний Центрально-Крымские надвиги.

2. В течение альпийского этапа характер проявления деформационных режимов разрывообразования в регионе был обусловлен изменениями мощности и строения земной коры. В условиях регионального сжатия в пределах континентальной коры большой мощности превалировали сдвиговый и взбросо-сдвиговый режимы, предопределившие формирование одноименных (сдвиговых и взбросо-сдвиговых) разрывов. Области глубоководных впадин с редуцированной корой субокеанического и океанического типов, зона континентального склона, а также перманентно подвергающаяся деструкции зона сочленения разновозрастных платформ благоприятны для разрывообразования в условиях взбросового и сдвиго-взбросового Обратная зональность деформационных режимов. наблюдается по направлению к сейсмогенерирующим структурам континентальной коры турецкого побережья Черного моря, деформаций землетрясений сдвиговый характер в очагах является где весьма распространенным.

3. Формирование и последующие активизации Центрально-Крымских надвигов и зоны сочленения разновозрастных платформ происходили в условиях меняющихся кинематических обстановок продольного (субмеридионального) сжатия и растяжения земной коры. Эти особенностях изменения носили цикличный характер, получивший отражение В пространственного распределения и состава литолого-стратиграфических комплексов осадочного чехла Равнинного Крыма и причерноморского склона Восточно-Европейской платформы. Длиннопериодная составляющая полихронной цикличности отражает наличие трех подэтапов в составе альпийского этапа: раннемелового-раннеэоценового, среднеэоценовогораннемиоценового и среднемиоцен-четвертичного (ранне-, средне- и позднеальпийского), в течение которых проявляются трансгрессивные и регрессивные тенденции в процессе осадконакопления, а также временн*ы*е интервалы максимального и минимального распространения морского бассейна. Периоды инверсий кинематических обстановок согласуются с результатами палеогеодинамических реконструкций Средиземноморского пояса, которые отражают эволюцию задуговых бассейнов, формирующихся на южной окраине Евразии перед фронтом зон субдукции Неотетиса на разном удалении от Крыма. Время изменения положения этих субдукционных зон (граница эоцена и палеоцена), в точности совпадает с границей первого и второго цикличных периодов. Начало третьего цикла (граница раннего и среднего миоцена) соответствует периоду закрытия Неотетиса и образования внутреннего Сарматского моря.

Глава 6. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОМ ИЗУЧЕНИИ И ПРОГНОЗЕ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ И ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

6.1. Тектонофизические и геолого-структурные аспекты решения некоторых спорных вопросов строения Горного Крыма

При всей привлекательности тектонофизических методов следует учитывать, что эти методы в силу ряда причин не относятся к разряду картировочных. Однако их применение в комплексе с геолого-структурными, морфоструктурными и иными методами, позволяет осветить важные аспекты строения и геодинамики тектонически активных регионов. Комплексный подход повышает достоверность региональных структурных построений при детальном анализе «ключевых» объектов, положенных в основу этих построений, поскольку ошибочное толкование геологической ситуации в их пределах нередко приводит к неверным выводам относительно строения как крупных структурных элементов, так и всего региона в целом. Ниже приведены отдельные примеры подобного комплексирования и показана роль полевой тектонофизики при анализе спорных аспектов строения и геодинамики региона.

Значение структурно-кинематической идентификации разрывных нарушений в создании структурной основы тектонических и геодинамических моделей разного целевого назначения, а также роль тектонофизических исследований в этом процессе можно проиллюстрировать на примере отдельных объектов, каждый из которых является важным системным элементом в моделях региона, трактующих его строение с альтернативных позиций. Это:

- юго-западная часть Качинского поднятия Горного Крыма (в районе пунктов наблюдений Sokol_1, Sokol_2 и Schast на рисунках 1.4, 6.1), где были выделены взаимоисключающие структуры – пологопадающий на север-северо-запад Соколинский меланж [388, 396 и др.] и Бельбекский разлом сдвигового типа северо-западной ориентировки, описанный выше и в ряде публикаций [41, 57, 221];

- балка Мраморная у м. Фиолент (пункт наблюдений Mram_1 на рисунке 1.4), вдоль осевой части которой проходит тектонический разлом, альтернативно трактуемый как Георгиевский сброс [514] либо Мраморный ретронадвиг Предгорной сутуры [388, 393].

Бельбекский сдвиговый разлом или Соколинский меланж? Как уже отмечалось, одним из анализируемых объектов, где были выделены «альтернативные» структуры, является участок в пределах юго-западной части Качинского поднятия Горного Крыма (рисунок 6.1).

Соколинский меланж шириной до 4 км, по В.В. Юдину – одна из 9-ти [396] или 11-ти [388] зон меланжа, занимающих обширные территории выходов на поверхность флишевых образований таврической серии (T_3 - J_1), выделен на берегах р. Коккозки ниже с. Соколиное (рисунок 6.1). Он представлен тектонически перетертой толщей, в которой элементы залегания разрывов, кливажа и напластования свидетельствуют о северо-северо-западном ее падении. Вследствие этого выделение вдоль русла р. Бельбек секущего Бельбекского разлома северо-западного простирания, по мнению В.В. Юдина, «представляется некорректным» [388, стр. 58].



Рисунок 6.1. «Альтернативные» структуры юго-западной части Качинского поднятия: 1 – зона Соколинского меланжа; 2 взбросо-надвиги; 3 – послойные и субпослойные срывы (а) и срывы в основании олистолитов И олистоплак (б) (по [388, 396]); 4 осевые зоны Бельбекского (а) и Соколиновского (б) разломов (по [41, 57, 221]); 5 пункты идентификации этих зон (а) и реконструкции деформационных режимов (б): 1 – «Plotin», 2 – «Orl_zal», 3 - «Sokol 1», 4 -«Sokol 2».

Однако факт наличия, ориентировка и тип Бельбекского разлома (субвертикальный левый сдвиг с простиранием по азимуту 305÷310°) уверенно определяются по целому ряду прямых признаков.

Уникальную возможность для выявления тектонических нарушений по особенностям деформирования геологических (стратиграфических) поверхностей предоставляют куэсты Горного Крыма. Согласно определению, «куэста – это возвышенность в виде гряды с асимметричными склонами – пологим, совпадающим с углом падения пластов, и крутым, срезающим пласты» [85, стр. 381]. В отличие от первой (Главной) и третьей¹⁰ гряд Крымских гор, вторая (Предгорная) гряда, сложенная, главным образом, вехнемеловыми–эоценовыми карбонатными образованиями, представляет собой куэсты – горные плато с обрывистыми южными и полого наклоненными северными склонами. Во врезах речных долин, рассекающих куэсты в поперечном направлении, отчетливо видно, что пологие склоны куэст «экранируются»

¹⁰ Согласно [86], третья (Внешняя) гряда Крымских гор также отнесена к типу куэстовых, что, на наш взгляд, не соответствует действительности, поскольку угол наклона ее северного пологого склона нередко отличается от углов падения пластов.

слоистостью, т.е. направление и углы наклонов их северного склона полностью соответствуют элементам залегания пород (рисунок 6.2).



Рисунок 6.2. Общий вид куэсты в долине р. Бельбек. Фото автора.

Таким образом, горизонтали северного склона куэст (спрямленные путем удаления элементов овражно-балочной сети) можно рассматривать как линии равных отметок геологических поверхностей, т.е. *стратоизогипсы*. Операция спрямления горизонталей на большей части Предгорной гряды весьма проста, поскольку горизонтали имеют на значительных расстояниях весьма выдержанную ориентировку, а денудационные врезы относительно узки и не затушевывают общую картину. Наиболее устойчивыми элементами залегания характеризуются поверхности куэст на участке г. Симферополь–с. Куйбышево, т.е. в центральной и юго-западной частях Горного Крыма. Здесь куэстовые гряды образуют 2 уступа: нижний, сложенный дат-инкерманскими породами верхнего мела–палеоцена, и верхний, образуемый отложениями верхнего палеоцена–нижнего и среднего эоцена (соответственно, качинского, бахчисарайского и симферопольского региоярусов).

Анализ поверхностей, выраженных в стратоизогипсах обеих куэст, позволил наметить следующие особенности (рисунок 6.3):

1. Стратоизогипсы на значительном протяжении имеют относительно выдержанный линейный характер, отчетливо трассируясь даже через участки развития эрозионных врезов (подчас весьма глубоких). Это обстоятельство указывает на устойчивое моноклинальное залегание куэстообразующих отложений.

2. В некоторых местах закономерное моноклинальное залегание нарушается: вдоль узких протяженных зон, пересекающих куэсты приблизительно в поперечном направлении, происходит резкое смещение одноименных стратоизогипс северо-восточного борта в северозападном направлении. Примеры подобных смещений показаны на рисунке 6.3, где отчетливо видны две зоны весьма существенных несоответствий в условиях залегания куэст. Одна из них протягивается в северо-западном направлении (по азимуту около 310°) вдоль долины р. Бельбек, вторая – параллельная первой – находится между г. Бахчисарай и долиной р. Кача. Исходя из приуроченности указанных зон к определенным орогидрографическим элементам и учитывая согласованность их ориентировок, сами зоны можно назвать, соответственно, Бельбекской и Качинской. Поскольку вдоль них происходит разрыв и смещение геологических (стратиграфических) поверхностей, их можно уверенно идентифицировать как дизьюнктивные тектонические нарушения [41, 57, 221].



Рисунок 6.3. Карта тектонических нарушений, выделенных по характеру деформирования куэстообразующих отложений верхнего мела – эоцена. *Условные обозначения:* 1-3 – площади выходов на дневную поверхность отложений: 1 – нерасчлененных верхнего мела, 2 – датинкерманских верхнего мела-палеоцена, 3 – бахчисарайских и симферопольских эоцена; 4 – границы литолого-стратиграфических комплексов, в т.ч. - вдоль фронтальных обрывов куэст (с бергштрихами); 5-6 – стратоизогипсы поверхности дат-инкерманских (5) и бахчисарайскосимферопольских (6) отложений; 7 – предполагаемое положение зон тектонических разрывных нарушений и направление относительного смещения вдоль них; 8 – зоны развития хрупкопластичных присдвиговых деформаций; 9 – видимые горизонтальные амплитуды смещения одноименных стратоизогипс: A_1 – стратоизогипсы 300 м дат-инкерманской поверхности вдоль Бельбекской зоны, A_2 – стратоизогипсы 300 м дат-инкерманской поверхности вдоль Качинской зоны; 10 – роза-диаграмма ориентировок тектонической трещиноватости, измеренной в районе с.с. Садовое и Куйбышево, черные стрелки – направление осей сжатиярастяжения на этапе формирования тектонических нарушений.

Ввиду отсутствия репрезентативных данных по зеркалам скольжения, локализованных непосредственно в мел-эоценовых образованиях данного района, кинематический метод неприменим для структурно-кинематической характеристики выделенных Бельбекской и

Качинской зон. Возможные варианты смещений вдоль них, удовлетворяющие положениям стратоизогипс, показаны на схематических блок-диаграммах (рисунок 6.4).

Первый вариант (рисунок 6.4 *a*) предполагает наличие сдвигового перемещения бортов зоны разлома относительно друг друга (по левому сдвигу). Вследствие наклона поверхности на северо-запад и в результате левосдвигового перемещения, высотным отметкам поверхности северо-восточного крыла зоны соответствуют более низкие значения отметок юго-западного крыла. Таким образом, горизонтальная амплитуда смещения (A_{zop}) определяется по величине удаления одноименных стратоизогипс вдоль зоны разлома.



Рисунок 6.4. Блок-диаграмма возможных вариантов смещений вдоль Бельбекского и Качинского тектонических нарушений (*пояснения - в тексте*).

В качестве второго – альтернативного – варианта может рассматриваться сброс югозападного борта зоны относительно северо-восточного (рисунок 6.4 $\boldsymbol{\phi}$). Поскольку в настоящее время фронтальные части куэст по обе стороны зоны имеют приблизительно одинаковые высотные обоснования сбросового механизма необходимо отметки, для сделать разрушении и размыве фронтальной части северодополнительное предположение о восточного блока (на рисунке – заштриховано красным). В противном случае, крайние южные отметки его высот должны были бы превышать существующие отметки на 150÷200 метров. Величина сбросового смещения юго-западного блока по отношению к северо-восточному (A_{geoded}) в этом случае определяется разностью отметок стратоизогипс, стыкующихся вдоль зоны разлома.

Представляется, что более предпочтительным является первый – сдвиговый (или комбинированный – сбросо-сдвиговый) вариант, в пользу чего свидетельствуют следующие данные:

1. Результаты многолетнего тектонофизического изучения реальных перемещений вдоль зон разломов показывают, что в структуре Крымского региона значительно преобладают сдвиговые деформации (см. главу 2), которые образуют закономерно ориентированные системы. Рассматриваемые Бельбекская и Качинская зоны разломов имеют азимуты простирания в интервале 305÷315°, что соответствует ориентировкам одной из наиболее распространенных региональных систем – *L*-сколам – сдвиговых разрывных нарушений [38, 98, 214 и др.].

2. Структурно-парагенетический анализ тектонических разрывов, замеренных в обрывах куэст в районе с.с. Большое и Малое Садовое и Куйбышево показал, что ориентировки трещин образуют максимумы со значениями 290° и 310° (роза-диаграмма на рисунке 6.3). Это позволяет их идентифицировать как *СКП* левосдвиговых *R*- и *L*-сколов (соответственно), образующихся в условиях горизонтального субмеридионального растяжения—субширотного сжатия и имеющих широкое распространение в пределах региона [98, 214]. Аналогичное распределение наблюдается и в ориентировке морфоструктурных элементов, изученных в зонах динамического влияния Бельбекской и Качинской зон разломов [484].

3. Сдвиговый вариант интерпретации рассматриваемых тектонических нарушений не требует наличия дополнительного условия – разрушения и размыва фронтальной части северовосточного крыла.

4. В северо-восточных крыльях Бельбекской и особенно Качинской зон по изгибу стратоизогипс отчетливо проявляются флексуры, которые можно рассматривать как зоны хрупко-пластичных присдвиговых деформаций. Ширина этих зон составляет, соответственно, около 3-х и 5-ти км (рисунок 6.3).

Таким образом, идентификация Бельбекского и Качинского тектонических нарушений как зон крупноамплитудных левых сдвигов представляется наиболее вероятной.

Видимые горизонтальные амплитуды относительных перемещений крыльев вдоль зон разломов составляют:

- вдоль Бельбекской зоны разломов (по стратоизогипсе «400 м» дат-инкерманской куэсты) – 1,5 км (амплитуда *A*₁ на рисунке 6.3);

- вдоль Качинской зоны разломов: по стратоизогипсе «300 м» дат-инкерманской куэсты – 2,5 км (там же, амплитуда A_2), по стратоизогипсе «300 м» бахчисарайско-симферопольской куэсты – более 3 км (там же, амплитуда A_3), включая зону пластических деформаций [41, 57, 221].

Зоны тектонических разрывов такого масштаба не могли не найти своего выражения в деформациях более древних образований, например, в породах таврической серии верхнего триаса–нижней юры (T_3 - J_1) Качинского поднятия Горного Крыма, расположенного к югу от куэстовой гряды. В процессе геолого-структурных исследований, проведенных вдоль долин р.р. Бельбек и Коккозка, на предполагаемом юго-восточном продолжении Бельбекской зоны разломов (между селами Аромат и Плотинное, во врезе р. Бельбек, на рисунке 6.1 – п.1 «Plotin») была обнаружена мощная (250÷300 м) зона дробления пород таврической серии. Она представлена интенсивно рассланцованными, кливажированными темно-серыми аргиллитами,

вмещающими разноориентированные фрагменты слоев песчаников, иногда формирующие опрокинутые, сундучные и т.п. складки (рисунок 6.5). Точную ориентировку и структурнокинематический тип подобных нарушений в полевых условиях установить невозможно. Тем не менее, получены весомые доказательства того, что зафиксированное тектоническое нарушение является юго-восточным продолжением Бельбекской зоны разломов. Данное утверждение основано на результатах сравнительного анализа ориентировок структурных элементов изучаемой территории в целом и в пределах обнаруженной деструктивной зоны.





Рисунок 6.5. Зона Бельбекского разлома в породах таврической серии (T_3-J_1) между селами Аромат и Плотинное. Фото автора, коллаж выполнен Е.Я.Колесниковой.

Площадное изучение структурных особенностей условий залегания пород таврической серии на юго-западном фланге Качинского поднятия (в верховьях рек Бельбек и Коккозка) показало, что в местах моноклинального залегания пород или в зонах развития относительно «спокойной» складчатости преобладают структурные элементы ортогональной ориентировки: падение слоев происходит, как правило, в южном или северном направлениях, а осевые шарниры складок ориентированы Обобщенная с запада на восток. плоскости и стереографическая модель складчатости района показана на рисунке 6.6. Ориентируясь на максимумы плотностей полюсов напластований (по данным наблюдений, выполненных автором, и по материалам полевых работ 1980-х годов Крымской опытно-методической партии Института минеральных ресурсов Мингео УССР /Л.С. Борисенко, В.А. Виршило и др./,

проводившей структурно-геологические исследования на геодинамическом полигоне «Черные воды»), можно сделать следующие выводы относительно особенностей структурного плана изучаемого района:

1. В пределах изучаемой территории преобладают асимметричные складчатые формы субширотной ориентировки с крутым северным и относительно пологим южным падением крыльев складок. Осевые плоскости складок также имеют субширотное простирание и крутое падение в южных румбах.



Рисунок 6.6. Сравнительная стереографическая модель элементов залегания пород таврической серии в пределах юго-западной части Качинского поднятия и определяемых элементов залегания фрагментов пород в зонах разломов у с.с. Плотинное и Соколиное (соответственно, пункты идентификации на рисунке 6.1 «Plotin», п.1 и «Orl-zal», п.2). *Условные обозначения:* 1-2 - изолинии плотностей полюсов напластований пород таврической серии в районе (1) и проекции плоскостей, соответствующих максимумам напластований (2); 3 – усредненное положение шарнира складчатости; 4 – проекция плоскости расположения осей σ_1 - σ_2 поля тектонических напряжений, обусловившего досреднеюрские деформации пород таврической серии; 5 – изолинии и максимум плотностей полюсов фрагментов напластований деформированных пород в зоне Бельбекского разлома; 6 – проекции плоскостей напластований деформированных пород в зоне Бельбекского разлома, соответствующих максимумам полюсов; 7 – изолинии и максимум плотности полюсов фрагментов напластований пород в зоне Соколиновского разлома; 8 – проекция плоскости напластований пород в зоне Соколиновского разлома.

2. Структурный рисунок пород таврической серии сформировался в условиях субмеридионального сжатия: ось сжатия σ_1 , вероятнее всего, занимала субгоризонтальное или слабонаклонное положение в пределах плоскости размещения осей σ_1 - σ_2 , проходящей через максимумы плотностей полюсов напластований.

3. Основная складчатость в породах таврической серии сформировалась на границе ранней и средней юры, о чем свидетельствуют слабая степень дислоцированности и пологое (с угловым и стратиграфическим несогласием) залегание среднеюрских терригенных образований на породах таврической серии.

В качестве критерия распознавания зоны тектонического нарушения и определения ее пространственных параметров (азимут простирания, мощность) были выбраны элементы залегания фрагментов пород, сохранившихся в зоне дробления разлома. Предполагалось, что смятие пластичных образований в зоне разлома приведет к переориентировке сохранившихся в их массе жестких фрагментов (главным образом, пластов песчаников) таврического комплекса. Учитывая значительные амплитуды предполагаемых перемещений вдоль Бельбекской зоны, можно было рассчитывать на то, что элементы залегания этих фрагментов приобретут значения, близкие к ориентировке границ между недеформированными и деформированными образованиями и к общему направлению зоны разломов.

Результаты проведенных измерений полностью подтвердили выдвинутые априори предположения. Анализируя полученные данные (рисунок 6.6), можно констатировать:

1. За несколькими исключениями (≈ 17% от общего числа замеров), элементы залегания фрагментов пород зоны дробления, сохранивших структурный облик, не соответствуют общему структурному плану изучаемой территории. В основном они имеют северо-западное простирание (соответствующее направлению Бельбекской зоны разломов) и крутое падение в северо-восточном и юго-западном направлениях.

2. Ориентировки пород в обнажениях приконтактных зон (среднее значение по нескольким замерам в юго-западной приконтактной части составляет $37 \angle 83^\circ$, в северовосточной – $40 \angle 80^\circ$) идентичны (рисунок 6.5); их простирание также соответствует ориентировке Бельбекской зоны – $305 \div 315^\circ$. Это относится и к значительной части остальных замеров, выполненных внутри зоны дробления. Более интенсивный максимум полюсов фрагментов напластований, имеющий значение $36 \angle 6^\circ$, позволяет сделать вывод о том, что данная зона ориентирована по азимуту 306° (соответствуя простиранию Бельбекского разлома), субвертикальна или имеет крутое (около $80 \div 85^\circ$) падение в северо-восточном направлении (рисунок 6.6).

3. Кинематические условия образования изучаемой зоны дробления отличаются от условий формирования складчатости пород таврической серии, но вполне согласуются с таковыми для Бельбекской зоны (горизонтальное субмеридиональное сжатие–субширотное растяжение).

Таким образом, местоположение зоны дробления, изученной между с.с. Аромат и Плотинное на продолжении выявленного в районе куэст разлома, а также ее размеры и

структурные особенности слагающих ее образований, позволяют надежно идентифицировать данную зону как юго-восточное продолжение Бельбекской зоны разломов [41, 57, 221].

Также в зоне развития предполагаемого меланжа во врезе р. Коккозка у турбазы «Орлиный залет» обнаружена и идентифицирована еще одна зона дробления пород таврической серии – Соколиновский разлом (рисунок 6.1, п.2 «Orl_zal»). Как видно из стереограммы (рисунок 6.6), его простирание – субширотное – согласуется с ориентировкой Соколинского меланжа, однако разлом имеет обратное относительно крутое падение (167∠54°). Ни мощность зоны дробления (около 100 м), ни ее пространственные параметры Соколинскому меланжу не соответствуют [41].

Следующий аспект сопоставления альтернативных структур района: мощность зоны Соколинского меланжа (до 4 км по [388, 396]) предполагает широкое развитие в его пределах разрывов и смещений с элементами залегания и направлениями перемещений, согласующимися с пространственно-кинематическими параметрами самой зоны. В частности, они должны были бы проявиться в трещинных структурах, локализованных в пределах среднеюрских интрузивов (диоритовые порфириты), тяготеющих к осевой зоне развития меланжа. Два из них находится на северной окраине с. Соколиное, на обоих берегах р. Коккозка (рисунок 6.3, п.3 «Sokol_1» и п.4 «Sokol_2»), третий расположен за пределами (восточнее) участка, у с. Счастливое (рисунок 1.4, п.5 «Schast_1»). Однако результаты, полученные при детальном тектонофизическом обследовании указанных пунктов наблюдений, свидетельствуют о том, что зона Соколинского меланжа в данном районе либо отсутствует, либо не имеет таких масштабов распространения, как предполагается в [388, 396].

В п. «Sokol_1» (общий вид обнажения – на рисунке 6.7 *a*) уверенно выделяются два сдвиговых структурно-кинематических парагенезиса (*Pg*), сформировавшихся в условиях *сдвиговых* деформационных режимов: юго-западного–северо-восточного сжатия или юговосточного–северо-западного растяжения (*Pg_1*) и широтного сжатия–меридионального растяжения (*Pg_2*), приведенные на рисунке 6.8 (*a* и *б* соответственно). При этом обстановки формирования второго парагенезиса и структурно-кинематическая характеристика одного из разрывов – северо-западной ориентировки – как левого сдвига (рисунок 6.8 *б*) полностью соответствуют таковым для зоны Бельбекского разлома. Зеркала скольжения зачастую четко выражены, с уверенно определяемыми направлениями перемещений благодаря наличию минерального заполнителя (кальцита) и аккреционных ступеней (рисунок 6.7 *б*).

О коренном залегании интрузива свидетельствует наличие зон ороговикования вдоль контакта диоритовых порфиритов с вмещающими породами таврической серии. Следует также обратить внимание на то, что в представленных парагенезисах п. «Sokol_1», несмотря на относительно небольшое количество зеркал скольжения, ориентировки осей ортогональных

напряжений совпадают с направлениями разрывов в системах диагонального сжатиярастяжения (и наоборот), что, как было показано в гл. 2, характерно для стереографических моделей сейсмотектогенеза сдвигового типа.



Рисунок 6.7. Обнажения среднеюрских (байосских) диоритовых порфиритов в районе с. Соколиное: a — общий вид п.н. «Sokol-1»; δ — сдвиговое зеркало скольжения (меридиональный правый сдвиг в составе структурно-кинематического парагенезиса Pg_1 в п.н. «Sokol_1»); s — общий вид п.н. «Sokol_2» и сбросовое зеркало скольжения. Φ omo автора; на фото внизу справа — A.M.Oстанин.

В п. «Sokol_2» обнажение диоритовых порфиритов на всем своем протяжении (около 30 м) разбито на две части слабоволнистой поверхностью преимущественно коренного («врезанного» в породу) зеркала скольжения (общий вид обнажения – на рисунок 6.7 *в*). Это зеркало представляет собой субширотный сброс с падением на север (рисунок 6.8 *в*). Количественно оценить амплитуду перемещения крыльев данного сброса не представляется возможным. Однако, исходя из внешнего вида пород по обе стороны разрыва, есть основания полагать, что это перемещение было весьма значительным. Диоритовые порфириты лежачего крыла имеют свежей облик, темно-серые, слаботрещиноватые. В висячем (сброшенном) крыле породы буровато-серые, измененные, выветрелые. Таким образом, вдоль поверхности сброса,

вероятно, сочленяются породы внутренней части интрузива и зоны его эндоконтакта. Внешний облик (в виде козырька с отрицательным уклоном, более свойственного взбросо-надвиговым нарушениям), обнажение приобрело вследствие добычи местным населением диоритов для целей строительства с разработкой пород в лежачем крыле тектонического нарушения.



Рисунок 6.8. Структурно-кинематические парагенезисы и их параметры в пунктах наблюдений «Sokol_1» (*a*, *б*) и «Sokol_2» (*в*). *Условные обозначения:* 1-2 – проекции плоскостей (1) и главных осей (2) нормальных напряжений ($a - \sigma_1, 6 - \sigma_2, B - \sigma_3$); 3 – полюса разрывов и траектории подвижек (a – по парагенезису в целом, усредненные значения, 6 – 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: предполагаемых положений осей главных напряжений σ_1 (5), σ_3 (6), полюсов (7) и векторов смещений (8); 9 – 11 - проекции плоскостей и характеристика структурно-кинематических типов разрывов: 9 – сдвиг, 10 – сброс, 11 – взброс (тонкие – по единичным замерам).

Параметры зеркала скольжения однозначно указывают на наличие обстановки субмеридионального растяжения. Ориентировка осей главных нормальных напряжений¹¹ σ_I и σ_3 составляет, соответственно, $22 \angle 69^\circ$ и $190 \angle 21^\circ$ (рисунок 6.8 *в*). Как видно, ни один из указанных деформационных режимов, установленных в пунктах наблюдений «Sokol_1» и «Sokol 2» не отвечает условиям формирования Соколинского меланжа.

Надежные признаки, которые указывали бы на наличие Соколинского меланжа в пределах восточного фланга изучаемого участка, не установлены и в п. «Schast_1» в карьере у с. Счастливое. Параметры зеркал скольжения отражают наличие сбросов субмеридионального простирания (рисунок 6.9 a), крутопадающих субширотных взбросов и взбросо-сдвигов (рисунок 6.9 b, s), а также – двух сдвиговых парагенезисов ортогональной ориентировки,

¹¹ Напомним, что сжатие принято положительным при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

сформированных в условиях диагональных систем напряжений (рисунок 6.9 *г*, *d*), первый из которых аналогичен таковому в п. «Sokol_1» (рисунок 6.8 *a*).



Рисунок 6.9. Структурно-кинематические парагенезисы разрывов и смещений и их параметры в пункте наблюдений Schast_1. Условные обозначения см. на рисунке 6.8.

Наличие левосдвиговых зон нарушений вдоль р.р. Бельбек и Кача и их доминирующая роль на данном участке нашли отражение и в структурных построениях других авторов [201, 484] – один из примеров приведен на рисунке 6.10. Отметим, что среди протяженных (длиной более 3-х км) линеаментов, идентифицируемых авторами [484] как тектонические разрывы, преобладают имеющие ориентировку 110° и 135° (в пересчете на северные румбы – 290° и 315°). Это соответствует простиранию Бельбекского разлома и распределению ориентировок трещинных структур, замеренных нами в обрывах куэст в районе с.с. Большое и Малое Садовое и Куйбышево (290° и 310°) и интерпретируемых как парагенезис левосдвиговых *R-* и *L-*сколов (соответственно), образующихся в условиях горизонтального субмеридионального растяжения– субширотного сжатия.

Таким образом, дилемма, вынесенная в подзаголовок (*Бельбекский сдвиговый разлом или Соколинский меланж?*), решается в пользу Бельбекского разлома. Роль же, отведенная

хаотическим комплексам (в частности, Соколинскому меланжу) в структуре Горного Крыма [388, 396 и др.] представляется явно завышенной.

Время заложения Бельбекской (и Качинской) зон разломов гипотетично. Верхняя возрастная граница активности тектонических разрывных нарушений рассматриваемой системы обосновывается следующими данными и предположениями:

1. Смещение структурной поверхности отложений среднего эоцена однозначно указывает на послесреднеэоценовый возраст образования (активизации) разломов северозападной ориентировки.

2. Морфометрические и морфоструктурные исследования в пределах юго-западного сегмента тетьей гряды Крымских гор и на территории смежной с ними Альминской впадины, показали, что эти зоны были активны в и послесреднесарматское время.



Рисунок 6.10. Структурная карта участка распространения дат-эоценовых куэст, обрамляющих юго-западный фланг Качинского поднятия; на врезке – роза-диаграмма простираний крупных (более 3-х км) линеаментов (по [484]).

Нарушения, подобные (по ориентировке и структурно-кинематическому типу) Бельбекской и Качинской зонам, известны и в восточной части Горного Крыма, а также – в пределах акваторий Черного моря (например, зона Одесско-Синопского разлома). Данную систему разноранговых тектонических нарушений, равно как и сдвиговые зоны разрывов северо-восточного простирания (Демерджинская, Южнобережная и др.), составляющие с первыми структурно-кинематический парагенезис, следует отнести к основным структурным элементам Крымского региона (рисунки 2.38, 2.47). Так, в работах [98, 111, 234] обоснована левосдвиговая природа крупного Салгиро-Октябрьского разлома аналогичной (северо-

западной) ориентировки, вдоль которого сочленяются западный и восточный сегменты Горного Крыма. Пространственные параметры этой структуры (горизонтальная амплитуда смещения около 22 км, ширина зоны присдвиговых деформаций более 20 км) свидетельствуют о том, что зона Салгиро-Октябрьского разлома, образуя единую систему с Бельбекской и Качинской зонами, является структурой более высокого ранга по отношению к последним (рисунок 6.11).



Зона Салгиро-Октябрьского разлома

Рисунок 6.11. Соотношение разноранговых зон сдвиговых тектонических нарушений северозападного простирания (основа – по [98, 111] с дополнениями автора, показанными красным).

Поскольку в условиях сдвиговых полей напряжений равновероятны образование (или активизация) взаимноперпендикулярных тектонических нарушений, логично выглядит наличие и второго элемента данной системы в виде зон северо-восточного простирания, которые так же неоднократно описаны в литературе (например, Демерджинская зона [26, 98, 342]).

Георгиевский сброс или Мраморный ретронадвиг? Георгиевский разлом расположен на западном фланге зоны сочленения Скифской плиты и орогена Горного Крыма (рисунок 1.4, пункт «Mram 1»; рисунок 6.12). Ещё в первой половине прошлого века А.С. Моисеев определил его как особо важный тектонический рубеж между главными структурами Горного Крыма [189]. Данный геологический объект действительно является уникальным, поскольку вдоль балки Мраморная проходит единственный в Крыму непосредственный тектонический контакт верхнеюрских и миоценовых образований. Западный борт балки сложен миоценовыми (преимущественно сарматскими) отложениями, представленными, главным образом, слоистыми известняками, которые со стратиграфическим несогласием залегают на

вулканогенных образованиях спилит-кератофировой формации предположительно среднеюрского возраста. В восточном борту локализованы титон-нижнеберриасские мраморизованные известняки, с резким угловым несогласием налегающие на конгломераты оксфорда (рисунок 6.12 *a*). Правильность структурно-кинематической интерпретации этой разломной зоны исключительно важна для геодинамических реконструкций, поскольку данный объект рассматривается как выражение крупного структурообразующего элемента региона.



Рисунок 6.12. Тектонический контакт разновозрастных образований вдоль балки Мраморная (*a*) и правосдвиговые зеркала скольжения (*б*) на поверхности тектонического разрыва в титон-нижнеберриасских мраморовидных известняках (п.н. Mram_1); *в* – положение Георгиевского разлома (красный кружок) в структуре юго-западного Горного Крыма (из работы [201]). Фото автора.

Исследователи, трактующие строение Крыма с позиций разломно-блоковой тектоники, описывают этот разлом как Георгиевский сброс, являющийся меридиональным проявлением (фрагментом) глубинного Крымско-Кавказского разлома [514]. Сторонники актуалистической геодинамики интерпретируют эту структуру как ретронадвиг Предгорной сутуры: «В районе

Мраморной балки известняки частично надвинуты на неогеновые породы по современному активному Мраморному ретронадвигу с северным падением сместителя» [393, стр.212-213]. Таким образом, в первом случае постулируется сбросовая природа крупнейшей разрывной структуры региона, по которой сочленяются Горный Крым и Скифская плита; во втором эта зона рассматривается как сутура, сопровождаемая системой ретронадвигов.

Результаты тектонофизических исследований, проведенных непосредственно в зоне этого тектонического нарушения, показали, что по отношению к разлому в балке Мраморная ни одна из вышеприведенных точек зрения не соответствует действительности. Огромные, подчас многометровые аккреционные и коренные зеркала скольжения в основании верхнеюрских известняков (рисунок 6.12 δ) однозначно указывают на преимущественно сдвиговую природу этого нарушения. Из всего массива замеренных зеркал скольжения, большая часть (59%) перемещений (в том числе, все, без исключения, зеркала, изученные непосредственно в зоне тектонического контакта) представляет собой наклонные правые сдвиги субмеридионального простирания (рисунок 6.13 a).



Рисунок 6.13. Основные структурно-кинематические парагенезисы тектонических разрывов и смещений в балке Мраморная, их параметры и типы деформационных режимов. *Пояснения в тексте; условные обозначения см. на рисунке 6.8*.

Доля крутопадающих сбросов субширотной ориентировки (рисунок 6.13 б) составляет 12%; сдвигов с ориентировками плоскостей разрыва и направлениями перемещений, отличными от первых – 18%. И только 11% зеркал представляют крутопадающие субмеридиональные сдвиго-взбросы (5%) и крутопадающие субширотные взбросы (6%) (рисунок 6.13 в). По структурным признакам установлено, что субмеридиональные правые сдвиги являются древнее большинства разрывов других структурно-кинематических типов. Так, субширотные сбросы (рисунок 6.13 б), часть которых выражена практически идеальными плоскостями огромных размеров, пересекают массив известняков со ступенчатообразным

погружением вдоль них контакта известняков с подстилающими терригенными отложениями оксфорда.

При этом следует особо отметить, что:

- во-первых, сбросовые подвижки не играли здесь той структурообразующей роли, которая им отводилась ранее;

- во-вторых, сколько-нибудь значимых признаков структур надвигового типа, указывающих на присутствие ретронадвига, в пределах изучаемого объекта установлено не было [56, 221].

Как видно из стереограммы (рисунок 6.13 *a*), доминирующее влияние на формирование Георгиевского разлома оказали условия юго-западного–северо-восточного сжатия, обусловившие возникновение значительного количества меридионально ориентированных, падающих на восток правосдвиговых зеркал скольжения.

Полученные выводы дополняются результатами изучения (методом структурных парагенезисов) тектонической трещиноватости в сарматских известняках в районе площадки Георгиевского монастыря (расположенной в полукилометре к западу от балки Мраморная, у т. 14 на рисунке 6.12 *в*). Детально эти структуры и их роль в формировании обвально-оползневых структур м. Фиолент рассмотрены ниже при анализе результатов исследований в пределах площадки храма-часовни Св. Георгия Победоносца.

Близкие результаты были получены А.В. Муровской при изучении напряжённодеформированного состояния Гераклейского вулкано-тектонического блока Горного Крыма (точки 5, 11, 14, 15 на рисунке 6.12 *в*) [199-202]. Кроме того, к северу от Мраморной балки на протяжении одного километра вдоль шоссе Севастополь-Ялта зафиксирована зона деформаций в отложениях миоцена и подстилающего нижнего мела, которая контролируется Георгиевским разломом. Для этой зоны характерно крутое падение слоев, наличие участков дробления, тектонических зеркал, флексурных перегибов. Ориентировка оси сжатия поля напряжений, реконструированного по зеркалам скольжения, составляет 220°, отражая наличие обстановок юго-западного–северо-восточного сжатия [223].

Таким образом, результаты тектонофизических исследований не подтверждают ни одну из вышеприведенных точек зрения: как на морфокинематический тип данной структуры – Георгиевский сброс или Мраморный ретронадвиг, так и, соответственно, на тектоническую природу всего крымского предгорья. В основную фазу тектогенеза эта структура развивалась как правый сдвиг под воздействием диагонально ориентированных тектонических напряжений сжатия (рисунке 6.13 *a*). Кажущееся (при визуальном дистанционном изучении объекта под определенным ракурсом) наличие ретронадвига обусловлено наклоном основного сместителя в восточном направлении. Учитывая общую геологическую ситуацию в данном районе, Георгиевский разлом рассматривается как элемент более низкого порядка в сочетании с региональной разломной зоной северо-восточного простирания (глубинного Крымско-Кавказского разлома, по [514]), вдоль которой сочленяются крымский фрагмент Скифской плиты и Горнокрымское сооружение. При этом предполагается сочетание двух правых сдвигов северо-восточной основного (регионального) ориентировки, локального И с субмеридиональным простиранием (собственно, Георгиевского разлома). На возможность подобного соотношения разноранговых разрывов (главного разлома и сопряженных структур скалывания) указывали еще М.В. Гзовский и С.С. Стоянов [93, 337], что позднее получило экспериментальное подтверждение при моделировании локальных полей напряжений в окрестностях плоских тектонических разрывов [224, 225]. Горизонтальная амплитуда смещения, по-видимому, исчисляется несколькими километрами, так как вдоль зоны Георгиевского разлома сочленяются блоки с разным строением геологического разреза: в восточном борту полностью отсутствуют вулканогенные отложения средней юры, а в западном из разреза полностью «выпадают» верхнеюрские образования (рисунке 6.12 *a*).

Приведенные примеры не исчерпывают всех возможностей применения методов полевой тектонофизики для структурно-геологических и геодинамических исследований. Тем не менее, совершенно очевидно, что любые региональные модели не могут считаться корректными без учета результатов тектонофизической идентификации зон тектонических нарушений.

6.2. Уточнение геолого-структурных условий и сейсмичности территорий населенных пунктов и участков размещения особо важных объектов

Изучение влияния локальных инженерно-геологических и геолого-структурных условий на параметры сейсмических воздействий является обязательным элементом уточнения сейсмической опасности территорий, расположенных в пределах сейсмоактивных регионов (так, в Украине это требование распространяется на территории с нормативной сейсмичностью $I_0 \ge 5$ баллов $[30]^{12}$). Оценка вариаций сейсмической интенсивности, обусловленных грунтовыми и геолого-структурными условиями, выполняется в ходе крупномасштабных (1:5000÷1:25000) работ по сейсмическому микрорайонированию (*CMP*). Основные положения *CMP* были разработаны в 1960-1980-е годы, предусматривая обследование территорий с использованием

¹² Поскольку нижеописанные объекты расположены или располагались на момент проведения исследований на территории Украины, к методике проведения работ и оценке полученных результатов применялись требования нормативных документов, действующих в Украине.

макросейсмических, инженерно-геологических, геолого-структурных и инструментальных сейсмологических исследований [30, 227, 290, 291, 353 и др.]. При этом выделение зон активных разломов является необходимым элементом прогнозных построений, поскольку эти зоны могут представлять прямую угрозу для зданий и сооружений и, согласно нормативным документам, исключаются из застройки.

Результаты геолого-структурных исследований геосистем разных уровней показали, что в их развитии определяющую роль (прямо или опосредованно) играют элементы разломной тектоники и кинематические особенности их формирования или активизации [62, 63 и др.]. При обследовании участков со слабой геологической обнаженностью большое значение обретают общие закономерности тектонического разрывообразования, которые служат основой для структурно-кинематической идентификации разрывов, активизирующихся в современных полях напряжений. Далее показаны возможности тектонофизической интерпретации систем разломов, выявленных в процессе работ по уточнению геолого-структурных условий и сейсмичности участков размещения отдельных объектов, а также в ходе изучения причин возникновения локальных природных и природно-техногенных катастроф. Данные о наличии и параметрах тектонических нарушений были получены как в процессе натурных исследований, так и позаимствованы из специализированных производственных отчетов, освещающих строение исследуемых территорий.

Результаты детальных геолого-структурных исследований для уточнения уровня сейсмической опасности гидротехнических сооружений Днепровской ГЭС (г. Запорожье). Крупные гидротехнические сооружения относятся к категории особо ответственных объектов, разрушение которых может повлечь тяжелые социально-экономические и экологические последствия. К числу факторов, представляющих потенциальную угрозу для сооружений Днепровской ГЭС (возведенных без применения антисейсмических мероприятий), относятся сейсмические воздействия тектонической и техногенно-индуцированной природы, а также тектонические нарушения, проявляющие активность на современном этапе. В настоящее время эта угроза обретает весьма реальные очертания, поскольку оказалось, что считавшиеся ранее относительно асейсмичными районы Украинского щита (УШ) на самом деле таковыми не являются. Примером тому – ощутимые землетрясения с магнитудой до 4.0 и с интенсивностью сейсмических сотрясений в эпицентре до 6 баллов по шкале MSK-64, произошедшие в пределах УЩ и смежных с ним территорий в последнее время [19, 69, 70, 244, 246, 302 и др.]. При этом землетрясения возникают не только на периферии УЩ, но и в центральной его части, в непосредственной близости от плотины Днепровской ГЭС. Так, за последние годы в районе г. Кривой Рог (в 130 км от Днепрогэса) произошло три ощутимых приповерхностных (с глубиной очага 5÷10 км) землетрясения, наиболее сильное из которых имело Mw = 4.4 и обусловило интенсивность сотрясений в эпицентре 6 баллов [147, 172, 184, 263, 265, 320, 322]. В связи с этим возникла необходимость уточнения сейсмической опасности площадки Днепровской ГЭС.

Особенностью крупномасштабного изучения действующих объектов гидроэнергетики является невозможность непосредственного обследования их основания и прилегающих участков верхнего и нижнего бьефа, находящихся в зоне затопления. Этим обстоятельством предопределен выбор комплекса методов исследований, а также необходимость расширения границ обследуемого участка и экстраполяции в его пределы результатов изучения наиболее близко расположенных разрывных структур или их системных аналогов.

Целью исследований являлось изучение влияния геолого-структурных условий района размещения Днепровской ГЭС на безопасность ее эксплуатации. Исследования включали: 1) анализ результатов всех, ранее проведенных на территории Днепровской ГЭС, геологических и инженерно-геологических изысканий; 2) дистанционное обследование с применением методов морфографического, морфометрического анализа и дешифрирования аэрокосмоснимков; 3) изучение тектонической трещиноватости и разломных зон с целью их параметризации для выбора пунктов инструментальных сейсмологических наблюдений; 4) тектонофизическую интерпретацию – реконструкцию полей напряжений тектонического разрывообразования; 5) инструментальные сейсмологические исследования методами регистрации высокочастотных микросейсм и записи поверхностного взрыва небольшой мощности – для оценки влияния выявленных тектонических нарушений на интенсивность сейсмических воздействий [131, 289].

В тектоническом отношении Днепрогэс расположен в центральной части Запорожского блока в составе Среднеприднепровского гранитно-гнейсового мегаблока УЩ дорифейского возраста [349]. Основными тектоническими нарушениями региона являются Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская зоны глубинных разломов субмеридионального простирания, разграничивающие мегаблоки УЩ (рисунок 6.14). Кратчайшее расстояние от них до г. Запорожье составляет 130 и 55 км, соответственно. Ограничением Запорожского блока на северо-западе служит Дерезоватская, на юго-востоке – Малоекатериновская межблоковые зоны разломов северо-восточной ориентировки, между которыми (на равном удалении от них) располагаются сооружения Днепровской ГЭС. К северу и югу от г. Запорожье находятся Девладовский и Конкский разломы субширотного простирания. Время заложения основных зон разломов – от архея до позднего протерозоя; впоследствии некоторые из них неоднократно подвергались активизации, в том числе – новейшей [158-160].

По данным изысканий института «Укргидропроект», основанием плотины Днепровской ГЭС служат образования днепровского ультраметаморфического комплекса архея, выходящие на дневную поверхность или перекрытые маломощным осадочным чехлом. Породы разбиты на блоки в форме параллелепипедов, которые ограничены системами трещин с элементами

залегания: a) 40÷60°∠60÷80°; б) 310÷330°∠70÷90°; в) субгоризонтальные с углами падения до 30°. Преобладающее расстояние между трещинами составляет 1,0÷1,5 м, максимальное – 5 м. Основание плотины возведено непосредственно на образованиях кристаллического фундамента, так как в процессе строительства была произведена выемка рыхлых и илистых грунтов с заглублением в скальные породы [510].



Рисунок 6.14. Тектоническая схема района размещения Днепровской ГЭС (по [349] фрагмент, с упрощениями). Условные обозначения: 1-3 – блоки Среднеприднепровского гранитногнейсового мегаблока УЩ: 1 – Запорожский, 2 – Днепропетровский, 3 – Васильевский; 4-5 – мегаблоки УЩ, смежные со Среднеприднепровским мегаблоком: 4 – Ингульский, 5 – Приазовский; 6 – краевая зона Днепровско-Донецкой впадины; 7-9 – зоны тектонических нарушений УЩ: 7 – разделяющие мегаблоки, 8 – межблоковые, 9 – внутриблоковые (стрелки - перемещения блоков земной коры в архее-протерозое); ДГЭС – участок исследований.

В сейсмическом отношении основную опасность для Днепровской ГЭС представляют: разрушительные подкоровые землетрясения очаговой зоны Вранча, коровые землетрясения Крымско-Черноморской сейсмоактивной области, «местные» землетрясения, происходящие в пределах УЩ, и техногенные землетрясения, связанные с заполнением водохранилища и работой ГЭС. Наиболее опасными являются землетрясения очаговой зоны Вранча. Согласно расчетам [135, 295], один раз в 100 лет (вероятность Ps=0,01)¹³ здесь возможны землетрясения с магнитудой $M_{max}=7.3\pm0,1$; раз в 1000 лет (Ps=0,001) – с $M_{max}=7.6\pm0,1$. Только за последние 70 лет интенсивность 4-х из них (1940, 1977, 1986 и 1990 гг.) в районе Днепровской ГЭС достигала 4÷5 баллов [31, 139, 156, 183]. Менее интенсивные воздействия на исследуемую территорию оказывают землетрясения Крымско-Черноморского региона. Последнее сильное из них

¹³ Период повторяемости и вероятность превышения максимальной интенсивности принято обозначать символами «T» и «P»; в настоящей работе такими же символами обозначаются (тоже общепринято) оси максимального растяжения и сжатия в решениях механизмов очагов. Во избежание разночтений, для обозначения вероятности превышения максимальной интенсивности применен символ «Ps», а для периода повторяемости – «Ts».

(11.09.1927 г., *M*_w=6.9) [219, 257, 259], вызвавшее значительные разрушения на Южном берегу Крыма, ощущалось в Запорожье с интенсивностью 3÷4 балла. При этом сильные землетрясения в Крымском регионе происходят гораздо реже, чем в Карпатском. Опасность, обусловленная «местными» землетрясениями, является наименее изученной, так как сейсмическая активность региона относительно невысока, а ощутимые землетрясения происходят редко. Магнитуды известных землетрясений в пределах УЩ достигали значений M=3.5÷4.0; их очаги располагались на небольших глубинах (5÷15 км), а интенсивность сотрясений быстро угасала с увеличением эпицентрального расстояния. По данным ранее проведенных исследований, потенциально сейсмоопасными для исследуемого района являются зоны Чартомлыкского, Девладовского, Орехово-Павлоградского и Конкского разломов, расположенных на расстоянии от 35 до 130 км от Днепровской ГЭС. При возникновении в их пределах землетрясений с прогнозируемой магнитудой M=4.0 и глубиной очага h=10 км, интенсивность сотрясений в районе составит не более 5 баллов [266, 300, 301, 512]. Магнитуда техногенных землетрясений, связанных с заполнением водохранилища, не превысит максимальной магнитуды «местного» тектонического землетрясения (по [300], М≤4). Прогнозные оценки сейсмических воздействий на территорию размещения Днепровской ГЭС приведены в таблице 6.1.

Период повторяемости, <i>Ts</i> (год)	Расчетная интенсивность І ₀ , балл		Вероятность	
	для грунтов <i>II категории</i> по сейсмическим свойствам	для грунтов <i>I категории</i> по сейсмическим свойствам	превышения максимальной интенсивности в течение 50 лет, <i>Ps</i> (%)	Примечание
100	4,1	3,1	39,5	
500	4,9	3,9	10	ПЗ
1000	5,2	4,2	5	
5000	6,0	5,0	1	MP3
10000	6,0	5,0	1	

Таблица 6.1. Прогнозные оценки сейсмических воздействий на территорию Днепровской ГЭС для разных периодов повторяемости (по [512]).

Согласно требованиям нормативных документов [30], при расчете сейсмической устойчивости гидротехнических сооружений значение нормативной балльности, отнесенное к грунтам *II категории* по сейсмическим свойствам, для периода повторяемости Ts=500 лет принимается в качестве проектного землетрясения (*ПЗ*), для периода повторяемости Ts=5000 лет – в качестве максимального расчетного землетрясения (*МРЗ*). Поскольку основанием плотины Днепровской ГЭС служат скальные породы (граниты, гранито-гнейсы), относящиеся к *I категории*, прогнозные значения *ПЗ* и *МРЗ* должны быть уменьшены на 1 балл [291]. Таким образом, расчетные значения сейсмических воздействий для плотины Днепровской ГЭС с

учетом локальных инженерно-геологических условий составляют: для $\Pi 3$ (*Ts*=500 лет, *Ps*=10%) I_0 =3,9 балла по шкале *MSK*-64; для *MP3* (*Ts*=5000 лет, *Ps*=1%) I_0 =5,0 баллов [512].

Полевым исследованиям по выявлению и параметризации зон тектонических нарушений в пределах района Днепровской ГЭС предшествовали морфографические и морфометрические построения и дешифрирование аэрокосмоснимков. По итогам анализа полученных материалов составлена схема предположительно активных на новейшем этапе линеаментных зон масштаба 1:10 000, согласно которой в пределах изучаемой территории доминируют ортогональная (азимуты простирания 0° и 90°) и диагональная (40÷45°, 310÷315°) системы (рисунок 6.15).



Рисунок 6.15. Схема активных на новейшем этапе развития линейных структур и размещения пунктов тектонофизических и сейсмологических наблюдений в районе Днепровской ГЭС (по [131]). Условные обозначения: 1 – зоны линеаментов и их номера; 2 – пункты тектонофизических наблюдений (*nmh*) и их номера; 3 – пункты инструментальных сейсмологических наблюдений (*nmh*) и их номера; 3 – пункты инструментальных сейсмологических наблюдений (*nch*) и их номера; 4 – изученные разломно-трещинные зоны: a – внемасштабные, δ – в масштабе схемы; 5 – границы Староднепровской разломной зоны; 6 – гранитный карьер; 7 – плотина Днепровской ГЭС.

Основная опасность для Днепровской ГЭС сопряжена с разломной зоной, названной Староднепровской [131, 289], поскольку она обусловила положение русла Старого Днепра и линейные очертания его скалистых берегов, пересекая основание плотины (рисунок 6.15, зона 11). Шов разлома в основании плотины был прослежен еще при ее возведении в 180 м от западного края плотины (рисунок 6.16) в виде 3-х сближенных зон дробления северовосточного простирания (310∠70÷85°) мощностью от 2÷3 до 6 м каждая. Зоны сложены интенсивно трещиноватыми, сильно выветрелыми гранитами и хлоритовыми сланцами с глинкой трения. Отмечены сильное выщелачивание, кавернозность, по трещинам – хлоритизация. Керн при бурении выходил щебнем, дресвой и песком разной зернистости.

Аналогичная, но менее выраженная зона тектонического нарушения, была зафиксирована вблизи восточного края плотины. К обеим зонам приурочены переуглубления дна реки, подтоки глубинных вод повышенной минерализации и выходы газа [510].



Рисунок 6.16. Тектонические нарушения в основании плотины Днепрогэса (по [510]). Кружки со стрелками – пункты инструментальных сейсмологических наблюдений в верхней потерне плотины и их номера.

Из-за невозможности непосредственного изучения основания плотины и прилегающих участков обоих бьефов, в процессе полевых работ были обследованы все выходы коренных пород в окрестностях гидрокомплекса, и в первую очередь – разломно-трещинные зоны в гранитном карьере на правом берегу Старого Днепра на удалении около 3,5 км от плотины (пункты тектонофизических наблюдений – nmh – №1 и №6). Они являются структурным выражением Староднепровской зоны (№11) и субширотной зоны №4 (рисунок 6.15). Это – легко визуализируемые участки повышенной концентрации прямолинейных субпараллельных сближенных трещин в слабоструктурированном массиве или на фоне проявления бессистемной трещиноватости. В их пределах локализованы зоны дробления и вторичных изменений пород, следы гидротермальной деятельности, зеркала скольжения на стенках разрывов (рисунок 6.17). Обследованы также скальные выходы гранитов на о. Хортица (nmh №2-4) и на территории Днепровской ГЭС возле машинного зала ДнепроГЭС-1 – nmh №5 (рисунок 6.15) [131, 289].

В общих чертах структурные особенности территории размещения Днепровской ГЭС и ее окрестностей характеризует сводная стереограмма полюсов тектонических трещин (рисунок 6.18, слева), показывающая высокую избирательность направлений разрывов: контрастные аномалии (более 60% полюсов разрывов) отражают доминирующее развитие структур северо-восточной (38%) и субширотной (22%) ориентировок. В первом случае аномалия характеризует совокупность полигенетических (с точки зрения их формирования) тектонических трещин в широком диапазоне простираний ($20\div60^{\circ}$ с максимумом $35\div40^{\circ}$, полюс №1). Субширотные структуры сконцентрированы в узком интервале простираний ($265\div285^{\circ}$ с максимум ~280°, полюс №2) и, вероятно, относятся к одному парагенезису. Преобладание крутопадающих (с углами $\geq 75^{\circ}$), закономерно ориентированных трещин

свидетельствует о доминирующей структурообразующей роли сдвиговых деформационных режимов, обусловленных обстановками субгоризонтального сжатия-растяжения. В этих условиях формируются сдвиговые или с преобладающей сдвиговой составляющей разрывы – сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги. Ориентировки крутопадающих тектонических трещин по основным пунктам наблюдений приведены на рисунке 6.18 (справа).



Рисунок 6.17. Основные разломно-трещинные зоны района размещения Днепровской ГЭС. **1** – Староднепровская в гранитном карьере (*птн* №1), видны ожелезненные и омарганцованные стенки крупных трещин; на вставках – фрагменты зон дробления, в левом углу – зеркало скольжения (правый сдвиг). **2** – зона №4 в восточном борту карьера (*птн* №6); на вставке – фрагмент зеркала скольжения (правый сдвиг). **3** – зона северозападного простирания на западной стенке карьера (*ncн* №8); на врезке – увеличенный фрагмент (стрелки – ее продолжение на верхних террасах карьера).



Рисунок 6.18. Сводная стереограмма (верхняя полусфера) тектонической трещиноватости района исследований (651 замер, изолинии плотности полюсов трещин: 0.5, 1.0, 1.5 ... %) и розы-диаграммы ориентировок тектонических трещин с углами падения ≥ 70° (номера диаграмм соответствуют номерам *nmн* на рисунке 6.15).

Ориентировки максимумов трещиноватости в *птн* №№ 1, 2 и 5 (рисунок 6.18) Староднепровской линеаментной зоны №11 позволяют уверенно идентифицировать ее как разломно-трещинную зону, за которой логично сохранить название Староднепровской. В карьере (*птн* №1) она выражена системой сближенных субвертикальных, относительно прямолинейных протяженных трещин в интервале 30÷35 м (на рисунке 6.17 №1). Некоторые из них являются ограничением субпараллельных обводненных зон дробления мощностью до 1÷1,5 м с развитием вторичных изменений (окварцевание, обохренность, хлоритизация и др.) и жилами кварца. На стенках некоторых трещин зафиксированы зеркала скольжения – преимущественно правые сдвиги субширотного, восточно-северо-восточного и северовосточного простираний и левые сдвиги и сбросо-сдвиги западно-северо-западной ориентировки – 290÷300°. Анализ простираний трещинных структур в *птн* №1 показал, что суперпозиция данного пункта характеризуется пересечением тектонических нарушений 2-х или 3-х систем (рисунок 6.18, диагр. 1). Наибольшее развитие имеют трещины северовосточного (35÷50° с максимумами 40° и 50°) и восток-северо-восточного простираний (60÷75°), составляющие 35% и 23% от общего количества. Эти направления соответствуют ориентировкам линеаментных зон №№6 и 11 с азимутами простираний ~35° и ~60°, узел пересечения которых приходится на данный пункт наблюдений. При этом следует отметить, что не все трещины северо-восточного простирания (35÷50°) сингенетичны структуре линеаментной зоны №6, являясь составной частью парагенезиса сколовых структур (*L*-сколами) зоны №11 (Староднепровской).

Староднепровская зона отчетливо проявляется и по преобладающим ориентировкам тектонической трещиноватости на левом берегу Старого Днепра, формируя очертания береговых обрывов о. Хортица (рисунок 6.15, *птн* №2). Концентрированные максимумы трещин в этом пункте согласуются с максимумами в *птн* №1: наиболее выражено общее восточно-северо-восточное направление Староднепровской зоны (28% замеренных трещин с простиранием 50÷65°, максимум – на 50÷55°); структуры диагональной северо-восточной ориентировки (30÷40°) составляют 16% (рисунок 6.18, диагр. 2). Менее интенсивно проявлены трещинные структуры северо-западного и субмеридионального простираний; разрывы субширотного или близкого к нему направлений практически отсутствуют. Повидимому, трещиноватость в *птн* №2 характеризует южный фланг Староднепровской зоны, поскольку в *птн* №3 и №4, расположенных на северо-восточном берегу о. Хортица в непосредственной близости от *птн* №2, характер ориентировок трещин совершенно иной. Здесь доминируют субмеридиональные и близкие к ним по простиранию тектонические разрывы (рисунок 6.18, диагр. 3,4). Структуры восток-северо-восточной ориентировки, проявившиеся в *птн* №4, соответствуют иной линеаментной зоне – № 7 (максимумы на 40° и 60÷65°). Таким образом, восточно-юго-восточная граница Староднепровской зоны находится на о. Хортица между *птн* №№ 2 и 3, а в гранитном карьере – между *птн* №№ 1 и 6. В качестве северного краевого фрагмента Староднепровской зоны можно рассматривать

проявление интенсивной тектонической трещиноватости в коренных обнажениях гранитов возле машинного зала ДнепроГЭС-1 (рисунок 6.15, *птн* №5), где ориентировки трещин концентрируются в узком диапазоне (25÷40°) с максимумом ~30° (рисунок 6.18, диагр. 5).

Следовательно, нарушения, установленные в основании плотины при ее возведении, являются проявлением Староднепровской разломно-трещинной зоны. На это указывают: 1) пространственная приуроченность этих нарушений к осевой части Староднепровской зоны; 2) северо-восточное простирание (аз. пад. 310∠70÷85°), согласующееся с ориентировками максимумов разрывов Староднепровской зоны в *птн* №№ 1, 2 и 5.

Кроме вышеописанных линеаментных зон №№11 (Староднепровской), 6 и 7, отчетливое структурное выражение имеет зона №4 шириной $10\div12$ м, которая зафиксирована в восточном борту карьера (рисунок 6.15, *птн* №6). Она представляет собой систему сближенных параллельных, прямолинейных, преимущественно субвертикальных трещин (рисунок 6.17, №2) широтного простирания – $75\div100^{\circ}$ (280°), где отчетливо выражены два максимума в направлениях $80\div85^{\circ}$ и 275° (рисунок 6.18, диагр. 6). Аналогичная система субширотной ориентировки (280°) образует обособленный максимум и в *птн* №1, позволяя полагать, что зона динамического влияния разломной структуры, соответствующей линеаментной зоне №4, может быть шире, чем показано на рисунке 6.15.

Таким образом, наиболее выраженным дизъюнктивным элементом исследуемой территории, пересекающим основание плотины Днепровской ГЭС, является Староднепровская разломно-трещинная зона, выделенная по ряду прямых и косвенных признаков: 1) по наличию зон дробления северо-восточной ориентировки, вскрытых как в основании плотины, так и в гранитном карьере (*nmн* №1); 2) по максимумам тектонической трещиноватости восточносеверо-восточного и северо-восточного простираний в *nmн* №№1,2 и 5 и отсутствию признаков этой системы в других пунктах; 3) по геоморфологическим критериям – в виде линеаментной зоны №11, в пределах которой локализованы вышеперечисленные структурные элементы.

В процессе тектонофизической интерпретации полевых материалов реконструированы обстановки, в которых формировались основные зоны тектонических нарушений исследуемого района и происходила их активизация (вторичные смещения вдоль уже существующих разрывов, иногда с образованием зеркал скольжения). Также идентифицированы наиболее распространенные категории разрывов и смещений в качестве элементов структурнокинематических парагенезисов, возникающих в тех или иных условиях [131, 289].

Как отмечалось выше, преобладание крутопадающих (с углами ≥75°) трещин свидетельствует о доминирующей структурообразующей роли сдвиговых деформационных режимов, обусловленных обстановками субгоризонтального сжатия-растяжения. В этих условиях формировались сдвиговые (или с основной сдвиговой составляющей) нарушения
– сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги. В аналогичной ситуации происходила и последующая (в том числе, новейшая) активизация разрывных структур: смещения, фиксируемые по немногочисленным зеркалам скольжения, имеют исключительно сдвиговый, редко – сбросо-сдвиговый характер (рисунок 6.19).



Рисунок 6.19. Обстановки формирования СКП смещений (по [131, вторичных 2891). Стереограммы (верхняя полусфера): а – сводная полюсов зеркал скольжения и траекторий подвижек; *б-г* – структурнокинематических парагенезисов обстановок широтного сжатия или меридионального растяжения **(b)**, юго-восточного-северозападного сжатия (8), меридионального сжатия или широтного растяжения (г). Условные обозначения: 1-2 – полюса трещин и траектории подвижек: $1 - в nmh N_{2}1, 2a - в$ *птн* №6, 26 – в *птн* №2; 3-4 – проекции плоскостей размещения (3) главных осей (4) напряжений ($a - \sigma_1$, $\delta - \sigma_2$, $e - \sigma_3$).

Наличие нескольких отчетливо выраженных максимумов простираний тектонической трещиноватости в пределах Староднепровской зоны свидетельствует о неоднократных фазах процессов разрывообразования, характеризующихся разными кинематическими обстановками. Диагональные структуры северо-восточного и восточно-северо-восточного простираний, образующие парные максимумы, идентифицируются как элементы правосдвигового парагенезиса тектонических разрывов $L_{(1)}$ и $R_{(1)}r$, отражающего обстановки субширотного сжатия–субмеридионального растяжения (рисунок 6.20). При этом роль *L*-сколов играют тектонические разрывы диагональных направлений (35÷45°), в то время, как под углом 15÷25° к ним, отклоняясь в сторону оси сжатия (50÷60°), формируются *R*-сколы, обусловившие общее простирание Староднепровской зоны. В аналогичных условиях происходила и последующая активизация разрывных структур региона, о чем свидетельствует кинематический парагенезис вторичных смещений, приведенный на рисунке 6.19 *б*).

Преобладание тектонических разрывов северо-восточной ориентировки в пределах изучаемой территории объясняется также тем, что в качестве *L*-сколов они способны образовываться (активизироваться) и как левые сдвиги, но в обстановках субмеридионального

сжатия. В этом случае парагенетически связанные с ними левосдвиговые *R*-сколы имеют простирание 15÷25°. Наличие (хоть и в небольшом количестве) тектонических разрывов такой ориентировки свидетельствует о том, что условия субмеридионального сжатия также имели место. Однако при этом возникали (активизировались) структуры преимущественно северо-западного и северо-северо-западного простираний, о чем свидетельствуют соответствующие максимумы в *nmн* № 2-4 (рисунок 6.18, диагр. 2-4; рисунок 6.20 *б*).



Рисунок 6.20. Парагенезисы тектонических разрывов в пределах Староднепровской зоны и кинематические обстановки их формирования: a - в nmh 1; $\delta - в nmh 2$; a - в nmh 5; z - сводная. Парагенезисы: субмеридионального сжатия (красная стрелка) – $L'_{(1)}$, $R'_{(1)}r$ (правые сдвиги, подписаны красным), $L_{(1)}$ (левые сдвиги); субширотного сжатия (синяя стрелка) – $L_{(1)}$, $R_{(1)}r$ (правые сдвиги, подписаны синим), $L'_{(1)}$ (левые сдвиги); юго-восточного-северо-западного сжатия (незалитая стрелка) – $L_{(2)}r$, $R_{(2)}r$ (правые сдвиги).

Ортогональная система сдвиговых нарушений (смещений) в районе Днепровской ГЭС представлена зеркалами скольжения и тектоническими разрывами субширотной ориентировки – $L_{(2)}r$, $R_{(2)}r$ (правые сдвиги) на рисунках 6.19 e и 6.20. Их формирование и активизация происходили в условиях субгоризонтального северо-западного–юго-восточного сжатия. В этих же кинематических условиях образовались и весьма слабо проявленные субмеридиональные структуры. Следовательно, весь спектр ортогональных разрывов можно рассматривать как единый структурно-кинематический парагенезис, характеризующий условия сдвигового деформационного режима при северо-западной–юго-восточной ориентировке сжимающих напряжений.

Инверсия современных полей напряжений проявляется и в решениях механизмов очагов землетрясений, произошедших в относительной близости (около 130 км) от территории размещения Днепровской ГЭС – в самом центре УЩ (в г. Кривой Рог Днепропетровской

области Украины). В последнее десятилетие здесь произошло три ощутимых землетрясения: 25.12.2007 г. (глубина h=10 км; магнитуда Mw = 3.7; интенсивность сотрясений в эпицентре $I_0 = 5$ баллов), 14.01.2011 г. (h=5 км; $M_{LH}=3.6$; $I_0 = 5$ баллов) и 23.06.2013 г. ($h=5\div10$ км; Mw=4.4; $I_0 = 6$ баллов) [147, 172, 184, 263, 265, 320, 322], для двух из которых получены решения механизмов очагов [147, 263, 265]. Оба очага реализовались в условиях взбросо-сдвигового режима, но в противоположных кинематических обстановках. Ориентировки осей напряжений в решении механизма очага 25.12.2007 г. (для нижней полусферы) составляют: оси сжатия $P=279 \angle 5^\circ$, промежуточной $N=12 \angle 38^\circ$, оси растяжения (или минимального сжатия) $T=181 \angle 45^\circ$; для землетрясения 23.06.2013 г.: $P=4 \angle 7^\circ$, $N=100 \angle 39^\circ$, $T=265 \angle 39^\circ$, что при коэффициенте Лоде-Надаи $\mu=0,6$ соответствует обстановкам горизонтального широтного и меридионального сжатия (рисунок 6.21). Проявляется избирательность направлений разрывообразования, о чем свидетельствует распределение макросейсмического эффекта от указанных землетрясений (рисунок 6.22): в одном случае изосейсты имеют вытянутость в северо-западном направлении (25.12.2007 г.), в другом (23.06.2013 г.) – в северо-восточном [184, 320, 322].





Рисунок 6.21 (справа). Механизмы очагов Криворожских землетрясений 25.12.2007 г. и 23.06.2013 г. (нижняя полусфера) по знакам первых вступлений *P*-волн (по [147, 263, 265]). *Условные обозначения*: 1 – нодальные плоскости; 2, 3 – проекции осей главных напряжений: сжатия (2) и растяжения (3).

Рисунок 6.22 (слева). Интенсивность сотрясений Криворожских землетрясений (по [184, 322]). Условные обозначения: 1 – интенсивность сотрясений в баллах шкалы MMSK-84; 2 – макросейсмический эпицентр; 3 – изосейсты землетрясения 24.06.2013 г.; 4 – изосейсты землетрясения 25.12.2007 г.

Следует добавить, что инверсионное чередование обстановок субмеридионального и субширотного сжатия (или растяжения) проявлялось практически повсеместно в пределах

Украинского щита, оказывая основное влияние на неотектонические особенности региона [158-160]. Об этом свидетельствуют и результаты морфоструктурно-кинематического анализа прямолинейных форм рельефа (линеаментов), выполненного в процессе исследований по уточнению сейсмической опасности районов размещения Ровенской и Хмельницкой АЭС, расположенных в северо-западной части УЩ. Основанием для применения данного метода в пределах закрытых территорий размещения этих АЭС послужило предположение о более интенсивном развитии эрозионных и суффозионных процессов в отложениях осадочного чехла вдоль разломно-трещинных зон, активизация которых была обусловлена влиянием новейших (в том числе, современных) полей тектонических напряжений. В результате дешифрирования крупномасштабных (1:25000) топоматериалов и обработки полученных данных путем построения роз-диаграмм (рисунок 6.23) и карт плотностей линеаментов были установлены основные особенности проявления новейшей тектоники в пределах участков размещения АЭС [44]. На представленных розах-диаграммах наиболее отчетливо выраженные максимумы $(305÷310^{\circ} и 35÷40^{\circ})$ соответствуют ориентировкам *L*- и *L*'-сколов (*L*₍₁₎ и *L*'₍₁₎), образующихся в условиях ортогонально ориентированных полей напряжений. Вторая по интенсивности пара максимумов (295° и 50°) отвечает направлениям сколов Риделя ($R_{(1)}l$ и $R'_{(1)}r$), образующихся в парагенезисе с вышеуказанными *L*-сколами в условиях субширотного сжатия при ориентировке оси сжатия 80÷85°↔260÷265°. При этом на обоих участках доминируют разрывы северозападной и западно-северо-западной ориентировок (левосдвиговый парагенезис).



Рисунок 6.23. Розы-диаграммы простираний линеаментов в районах размещения Ровенской (*a*) и Хмельницкой (*б*) АЭС (количество линеаментов, соответственно, 7130 и 3540). Условные обозначения см. на рисунке 6.20.

Судя по аналогичному направлению вытянутости изосейст Микулинецкого землетрясения [246], произошедшего 03.01.2002 г. на расстоянии около 120 км от Хмельницкой АЭС, именно это парагенезис тектонических разрывов формирует современный сейсмический климат региона. Менее контрастные максимумы (320° и 15-20°) так же имеют аналоги среди новейших тектонических разрывов, изученных прямыми наблюдениями. Они соответствуют *R*сколам ($R_{(1)}r$ и $R'_{(1)}l$), но образовавшимся в условиях субмеридионального сжатия (при ориентировке оси сжатия $350\div355^{\circ}\leftrightarrow170\div175^{\circ}$ – рисунок 6.23).

Большая часть линеаментов, локализованных в районах АЭС, концентрируется в пределах диагонально ориентированных линейно вытянутых зон, которые рассматриваются как морфоструктурное выражение зон динамического влияния новейших разломов. Таким образом, показана тектоническая обусловленность отрицательных форм рельефа и возможность реконструкции полей напряжений, сформировавших структурно-кинематические парагенезисы новейших тектонических разрывов. Результаты проведенных исследований нашли свое отражение на картах новейшей тектоники исследуемых территорий [516, 517].

Подытоживая результаты исследований в пределах района размещения Днепровской ГЭС, отметим, что тектонические разрывы северо-восточного и восточно-северо-восточного простираний, в том числе, зафиксированные в основании плотины при ее возведении, являются проявлением зоны Староднепровского разлома и принадлежат к структурно-кинематическому парагенезису сдвиговых структур, сформированных в условиях горизонтального субширотного сжатия. Четкая морфоструктурная выраженность Староднепровской разломно-трещинной зоны свидетельствует об активизации этой структуры в новейшее время. Однако пространственные параметры (длина, мощность зоны динамического влияния) не позволяют отнести ее к разряду потенциально сейсмогенерирующих структур, поскольку разгрузка тектонических напряжений в регионе происходит в пределах протяженных глубинных (Криворожско-Кременчугском, Орехово-Павлоградском) и межблоковых (Дерезоватском, Малоекатериновском) зон разломов (рисунок 6.14). Таким образом, результаты комплексного анализа тектонических разрывов в районе размещения Днепровской ГЭС показали, что современная активизация образуемых ими зон вполне вероятна, так как ориентировки и состав парагенезисов трещинных структур соответствуют системам напряжений, проявившимся в изучаемом регионе не только в новейшее время, но и на современном этапе его развития. Однако, поскольку даже наиболее выраженная из этих зон (Староднепровская) не относится к разряду сейсмогенерирующих, то факторами, способными оказать негативное влияние на безопасность функционирования гидроузла Днепровской ГЭС, являются: а) вероятность проявления криповых подвижек; б) увеличение интенсивности сейсмических воздействий при сильных землетрясениях вследствие перераспределения сейсмической энергии в зонах дезинтегрированных пород тектонических нарушений.

Воздействие первого из этих факторов не поддается количественной оценке и прогнозу. Визуальное детальное обследование зданий и сооружений (в том числе, давней постройки) в окрестностях плотины на предмет выявления деформаций, которые можно было бы соотнести с влиянием криповых подвижек, дало отрицательный результат: сколько-нибудь значимых повреждений установлено не было.

С целью изучения влияния тектонических нарушений на изменение интенсивности сейсмических воздействий, способных оказать непосредственное влияние на сооружения Днепровской ГЭС, проведены инструментальные сейсмологические наблюдения. В качестве объектов изучения выбраны уверенно идентифицируемые зоны тектонических нарушений (рисунок 6.15):

– разломно-трещинная зона в северо-восточном борту карьера (рисунок 6.17, фото №1),
являющаяся фрагментом Староднепровской зоны (пункты сейсмологических наблюдений *псн* №№1-4);

– разломно-трещинная зона субширотной ориентировки в восточном борту гранитного карьера (рисунок 6.17, фото №2), соответствующая линеаментной зоне №4 (*псн* №№5,6);

– разломная зона северо-западного простирания, характеризующаяся высокой степенью дробления пород (рисунок 6.17, фото №3), прослеживаемая через весь карьер (рисунок 6.15, *псн* №№7,8);

– тектоническая зона, выявленная в основании плотины на стадии предпроектных инженерно-геологических изысканий; ее изучение выполнено в *псн* №11,10, расположенных в верхней потерне плотины.

Исследования выполнялись методом регистрации высокочастотных микросейсм. Также использовались записи поверхностного взрыва в карьере небольшой мощности. Пункты наблюдений устанавливались как внутри зоны (сравниваемый пункт), так и вне зоны (эталонный пункт). В качестве эталонных принимались записи микросейсм и взрыва в пунктах, расположенных вне зон тектонических нарушений на грунтах *I категории* по сейсмическим свойствам.

По результатам инструментальных сейсмологических исследований в пределах двух разломно-трещинных зон установлены приращения интенсивности, превышающие значения ΔI=0,5 балла относительно грунтов *I категории* по сейсмическим свойствам:

– для Староднепровской зоны (*псн* № 2,3 на рисунке 6.15) $\Delta I_{cp} = +0,78$ балла;

 – для зоны северо-западного простирания, расположенной на значительном удалении от тела плотины, (*псн* № 8) *ДI* _{ср.} = +0,58 балла.

Согласно существующей методике, для этих зон необходимо принимать округленные значения $\Delta I = +1$ балл относительно грунтов *I категории* по сейсмическим свойствам, или $\Delta I = 0$ баллов относительно грунтов *II категории* [291]. Основным фактором, влияющим на приращение сейсмической интенсивности в этих зонах, является значительная степень дезинтеграции пород и, соответственно, изменения их физико-механических свойств.

Таким образом, расчетные значения сейсмических воздействий на сооружения гидроузла Днепровской ГЭС с учетом инженерно-геологических и тектонических условий составляют:

– для основания плотины Днепровской ГЭС в целом: $\Pi 3 - I_0 = 4,0$ балла по шкале *MSK-64* с периодом повторяемости *Ts*=500 лет и сейсмическим риском *Ps*=10%; *MP3* – $I_0 = 5,0$ баллов с периодом повторяемости *Ts*=5000 лет и сейсмическим риском *Ps*=1%;

– для зон тектонических нарушений, пересекающих участок размещения плотины, $\Pi 3 - I_0 = 5,0$ балла с периодом повторяемости Ts = 500 лет и сейсмическим риском Ps = 10%; $MP3 - I_0 = 6,0$ баллов с периодом повторяемости Ts = 5000 лет и сейсмическим риском Ps = 1% [131].

Кроме практической значимости (результаты были переданы в Правительственную комиссию по оценке состояния гидротехнических сооружений Украины), полученные данные представляют интерес и в методологическом отношении, поскольку имеющиеся в настоящее время сведения о влиянии тектонических нарушений на сейсмический эффект при сильных землетрясениях немногочисленны и подчас противоречивы. В литературе можно встретить рекомендации как о полном игнорировании тектонических нарушений, так и о необходимости исключать из застройки все предполагаемые разломные зоны, в том числе, установленные по косвенным признакам. Результаты проведенных исследований показали, что следование как первым, так и вторым рекомендациям без оценки влияния всех факторов, способных непосредственно (при наличии сейсмогенерирующих зон) или опосредованно (путем «деградации» грунтов основания сооружения) повлиять на уровень сейсмической опасности, может привести либо к завышенным, либо к заниженным ее оценкам.

Тектонофизические и геолого-структурные исследования для целей сейсмического микрорайонирования территорий городских агломераций (на примере центральной части г. Симферополя и Солдатской Слободки в г. Керчь). Результаты применения комплекса методов, включающего геолого-структурные, тектонофизические, геофизические, морфоструктурные и другие виды исследований для выявления и анализа зон новейших тектонических разрывов при *СМР* можно проиллюстрировать на примере обследования центральной части г. Симферополя и р-на перспективной застройки – Солдатской Слободки в г. Керчь (Крым). Оба объекта расположены в сейсмоопасном регионе: согласно картам общего сейсмического районирования территории Крыма, прогнозируемая интенсивность сотрясений в их пределах оценивается в 8 баллов (для Симферополя) и в 9 баллов (для Керчи) при периоде повторения таких воздействий *Ts*=1000 лет [30, 219].

Город Симферополь расположен в центре Крымского полуострова. В геоморфологическом отношении исследуемая территория находится в пределах склонов и поймы рек Салгир и Малый Салгир, пересекающих Внутреннюю и Внешнюю гряды Крымских гор. Верхняя часть геологического разреза представлена осадочными палеоцен-миоценовыми

образоаниями и покровными четвертичными отложениями различного генезиса. Кроме этого, незначительное распространение имеют континентальные отложения верхнеплиоценовогонижнечетвертичного возраста (таврская свита), которые выполняют понижения в кровле коренных пород на севере участка [513, 515]. В тектоническом отношении г. Симферополь находится на участке пересечения региональных Салгиро-Октябрьского и Предгорного разломов, имеющих, соответственно, северо-западное и северо-восточное простирания. Это обстоятельство предопределило особенности проявления процессов разрывообразования в пределах территории: основную роль в строении центральной части города играют диагональные тектонические нарушения (рисунок 6.24), которые являются низкоранговыми элементами зон динамического влияния вышеназванных региональных разломов [215].

Разрывные структуры северо-западной ориентировки (зоны №№1₁÷3₁ на рисунке 6.24) характеризуются протяженностью и выдержанностью по простиранию. Основная (но не обязательно центральная) их часть представлена несколькими сближенными разрывами, которые (с некоторой долей условности) можно рассматривать в качестве магистрального разлома. Ширина последнего колеблется от 10÷40 до 200 м.

Азимуты простираний разрывов, образующих магистральные зоны, варьируют от 305° до 315° (*L*-сколы), предопределяя общее простирание разломных зон по азимуту 305÷308°. По обе стороны магистральных разрломов в полосе шириной от 100÷150 м до 1 км установлено несколько обособленных разрывных нарушений также северо-западного простирания (от 285° до 330°). Соотношение элементов определенных простираний, зафиксированных в пределах каждой из этих зон, отражают розы-диаграммы №№1 и 2÷3 на рисунке 6.24.

Анализ показал, что зоны разломов северо-западного простирания на изучаемой территории полигенетичны: они формировались (активизировались) под воздействием ортогонально ориентированных полей напряжений – в условиях попеременно действующих субмеридионального и субширотного сжатия (или субмеридионального растяжения). Влияние первого из них нашло отражение в правосдвиговых парагенезисах трещинных структур северозападного простирания, зафиксированных как непосредственно в пределах зон динамического влияния разломов (ориентировки *L*-сколов – 305÷315°, *R*-сколов – около 330°), так и в обнажениях коренных пород на флангах участка. Наличие обстановок субширотного сжатия (или субмеридионального растяжения) обусловило образование левосдвиговых парагенезисов разрывных структур (с простираниями *L*-сколов – 305÷315°, *R*-сколов – 285÷295°) и придало зонам разломов более концентрированное выражение и отчетливые очертания в направлении развития соответствующих *L*-сколов (около 305°).

Разломы северо-восточной ориентировки локализованы в центре города и в его юговосточной части (рисунок 6.24, зоны №№ 4₁, 5₁). В первом случае это сложная система разнонаправленных разрывных зон, в составе которых выделяются парагенезисы различных кинематических обстановок, идентификация и пространственная дифференциация которых весьма затруднительна.



Рисунок 6.24. Карта новейших разрывных нарушений в пределах центральной и северовосточной частей г. Симферополя (по [215] с упрощениями). Условные обозначения: 1 – границы зон динамического влияния разломов диагональной системы и их номера (стрелки – преимущественные направления смещения по разломам, установленные по структурнокинематическим парагенезисам разрывов или по наблюденным смещениям); 2 – то же самое, для разломов ортогональной системы; 3 – зоны магистральных разломов; 4 – локальные разрывы и направление их падения; 5 - розы-диаграммы простираний разрывов в пределах зон динамического влияния соответствующих разломов (номера роз-диаграмм /цифры в квадратах/ соответствуют номерам разломных зон /цифры в кружках/). Контурами показаны: черным – границы изучения распределения интенсивности сотрясений при землетрясении 11.09.1927 г. на территории Симферополя (рисунок 6.25), красным – границы участка исследований по *СМР* (рисунок 6.26).

Тем не менее, на розе-диаграмме простираний разрывных структур, слагающих эту зону, отчетливо выделяются как лево-, так И правосдвиговые парагенезисы разрывов, соответствующие условиям субмеридионального и субширотного сжатия. Зона №5₁, расположенная в юго-восточной части Симферополя, формировалась, главным образом, в условиях субширотного сжатия. На это указывает ориентировка разрывов, локализованных в зоне ее динамического влияния – 40÷45° (*L*-сколы) и 55÷60° (*R*-сколы). С юга к ней примыкает зона меридионального простирания (зона №5₂), в пределах которой (в обрывах известняков у городища Неаполь Скифский) зафиксированы практически современные зеркала скольжения с правосдвиговыми смещениями вдоль трещин, заполненных травертином [215].



Рисунок 6.25 (слева). Карта распределения интенсивности сотрясений при землетрясении 11.09.1927 года на территории Симферополя (по [321]). Условные обозначения: **1**-**3** – участки с различной интенсивностью сотрясений: **1** – 5 баллов, **2** – 6 баллов, **3** – 7 баллов; **4**-**6** – степень реакции зданий: **4** – d=1, **5** – d=2, **6** – d=3.

Рисунок 6.26 (справа). Карта *СМР* для северо-западного участка г. Симферополя; масштаб 1:10000 (по [513]). *Условные обозначения:* **1-3** – участки с различными приращениями сейсмической интенсивности относительно нормативной (по грунтовым условиям): **1** – 0 баллов (благоприятные в сейсмическом отношении грунты I категории), **2** – 0 баллов (грунты II категории по сейсмическим свойствам); **3** – (+1) балл (грунты III категории); **4-5** – участки, неблагоприятные в сейсмическом отношении по инженерно-геологическим условиям: **4** – участки развития тиксотропных мергелей, **5** – зоны новейших тектонических нарушений; **6** – границы обследованной территории.

Негативное влияние выявленных структур на условия строительства и эксплуатацию зданий имеет различные проявления. Так, в зонах динамического влияния разрывов или узлах их пересечения местами развиваются процессы карстообразования, приводящие к оседанию, провалам и повреждениям зданий. Примером является суффозионно-карстовая полость на территории спецавтобазы на ул. Сельвинского, 108, в районе пересечения зон №№1₁ и 4₁. Здесь в 1981 г. произошел провал грунтов и образовалась шахта глубиной 12 м. При обследовании провала установлено, что на глубинах 12÷25 м находится подземная полость длиной до 60 м, шириной 2÷5 м и высотой 2÷10 м. По мнению специалистов, образованию этой полости способствовала интенсивная тектоническая нарушенность участка [215, 513]. Эта же причина

обусловила аварийное состояние жилого дома по ул. Кечкеметской, расположенного в пределах разломной зоны №4₁. Зачастую тектоническим нарушениям сопутствуют повреждения зданий в виде трещин, смещений по трещинам отдельных узлов и конструкций, «выпоров» стенок и т.п., наблюдаемые в некоторых местах г. Симферополя. Следует добавить, что сопоставление карты разрывных нарушений (рисунок 6.24) и результатов ретроспективного макросейсмического обследования последствий Крымского землетрясения 11.09.1927 года в пределах старой части города (рисунок 6.25) показало, что пункты с максимальными 7-балльными разрушениями локализуются, главным образом, вдоль зон динамического влияния новейших разломов.

Результаты анализа новейших разрывных нарушений в пределах центральной и северовосточной частей г. Симферополя составили структурную основу карты сейсмического микрорайонирования северо-западного участка г. Симферополя м-ба 1:10000 (рисунок 6.26), отражающей как участки с различными приращениями сейсмической интенсивности, так и зоны новейших тектонических нарушений, неблагоприятные в сейсмическом отношении.

Солдатская Слободка расположена на окраине г. Керчь. Высокая новейшая тектоническая активность района, проявившаяся в образовании многочисленных пликативных деформаций и разрывных структур в позднемиоцен-плиоценовых отложениях, обусловлена его близостью к двум системам крупных разломов земной коры – Темрюкской и Правдинской, выделяемых в качестве сейсмогенерирующих зон северо-западного и северо-восточного простираний [130, 203].

В пределах Солдатской Слободки установлено три зоны разрывных тектонических нарушений, различающихся по ширине, протяженности и условиям формирования (рисунок 6.27). Основная зона – Солдатовский разлом (зона 1 на рисунке 6.27) имеет северо-западное простирание, протягиваясь из района крепости Керчь (у мыса Павловский) через юго-западный угол Солдатской Слободки в сторону Восходовской возвышенности и далее – за пределы исследуемого участка. Осевая часть общей мощностью от 40 до 200 м представлена несколькими (от 3-х до 6-ти) сближенными разрывами с ориентировками от 300÷305° до 315°, которые образуют магистральную зону с генеральным простиранием 305÷315°. По обе ее стороны в полосе шириной около 1 км локализованы многочисленные единичные разрывные нарушения также северо-западного направления (от 295° до 330°), характеризующие зону динамического влияния Солдатовского разлома.

К Солдатовскому разлому примыкают разрывные зоны субширотного простирания (зоны 2 и 3 на рисунке 6.27) с азимутами, соответственно, около 280° и 80°. Осевые части этих зон представлены серией кулисообразно сочленяющихся разрывов, имеющих ориентировки в интервалах 275°÷285° (зона 2) и 80°÷90° (зона 3). Ширина зон динамического влияния этих зон значительно меньше, чем зоны Солдатовского разлома – от 250 до 450 м.

299

Особенности внутреннего строения и условий формирования выявленных зон отражают розы-диаграммы ориентировок разрывных структур на рисунке 6.27. Основные максимумы простираний разрывов в пределах зоны Солдатовского разлома (в интервале 290÷330°) отражают инверсионные обстановки ее формирования. Они включают *L*- и *R*-сколы как левосдвигового ($L_{(1)}$, $R_{(1)}l$), так и правосдвигового ($L_{(1)}$, $R_{(1)}r$) парагенезисов, обусловленных, соответственно, напряжениями субширотного (~85 \leftrightarrow 265°) сжатия (или субмеридионального растяжения) и субмеридионального (~175 \leftrightarrow 355°) сжатия.





Парагенезисы разрывов и обстановки их формирования: субмеридионального сжатия (красная стрелка) – $L_{(1)}$, $R'_{(1)}r$ (правые сдвиги); субширотного сжатия (синяя стрелка) – $L_{(1)}$, $R_{(1)}l$ (левые сдвиги); юго-восточного-северо-западного сжатия (белая стрелка) – $L_{(2)}r$, $R_{(2)}r$ (правые сдвиги).

Рисунок 6.27. Карта новейших разрывных нарушений в пределах Солдатской Слободки и прилегающих территорий (по [215]) и розы-диаграммы простираний разрывных структур для зон 1÷3, (1-3, соответственно) и сводная (4). Условные обозначения к карте: 1 – границы зон динамического влияния основных разломов и их номера; 2 – магистральные зоны тектонических нарушений; 3 – локальные разрывы и направления их падения; 4 – участки проведения массовых замеров тектонической трещиноватости.

Разрывы субширотной ориентировки (в пределах зон 2 и 3) относятся к ортогональной системе и могут быть идентифицированы как правосдвиговые *L*- и *R*-сколы ($L_{(2)}$, $R_{(2)}r$), сформировавшиеся в условиях юго-восточного–северо-западного регионального сжатия. Аналогичный спектр обстановок разрывообразования получен при интерпретации данных массовых замеров тектонической трещиноватости в пределах скальных выходов мэотических известняков (в районе Аршинцево, на г. Митридат, на Восходовской возвышенности – см. на рисунке 6.27). Установленные здесь структурные парагенезисы тектонических разрывов обстановок как ортогонального (субмеридионального и субширотного), так и диагонального – северо-восточного и юго-восточного сжатия и растяжения. Сформировавшиеся в этих обстановках трещинные структуры идентифицируются

как субвертикальные сдвиги различных ориентировок, но с преобладанием диагональных направлений разрывов [215].

В пределах исследуемой территории расположено два периодически активизирующихся грязевых вулкана: один – на северо-западном фланге Солдатовского разлома, второй – на юговосточной окраине Солдатской Слободки, в зоне 3 (рисунок 6.28). Вулканы приурочены к магистральным разрывам указанных структур и могут служить доказательством значительной глубины тектонической проработки этих зон, о чем свидетельствует состав обломков, выносимых грязевыми потоками в жерлах вулканов. По некоторым данным, эти обломки характеризуют породы, залегающие на глубинах до 10÷12 км [117].



Рисунок 6.28. Карта сейсмического микрорайонирования участка «Солдатская Слободка» (сост. А.М. Скляр, В.А. Королев и др. [515]).

Идентифицированные парагенезисы разрывных структур свидетельствуют о том, что образование и активизация Солдатовского разлома происходили в инверсионных обстановках (субмеридионального и субширотного сжатия). Примыкающие к нему разломные зоны 2 и 3 являются структурами более низкого ранга. Современная активность Солдатовского разлома подтверждается: а) приуроченностью к магистральной зоне разлома проявлений грязевого вулканизма; б) морфологической выраженностью соответствующих Солдатовскому разлому тектонических элементов в рельефе местности [215]. Результаты исследований, показавшие возможность тектонической активизации Солдатовской и других зон нарушений, послужили основанием для отнесения магистральных разломов этих зон на карте *СМР* к территориям, неблагоприятным в сейсмическом отношении (рисунок 6.28).

Таким образом, тектоническая позиция исследуемых территорий г. Симферополя и Солдатской слободки в Керчи – в прелелах участков пересечения региональных разломов, имеющих северо-западное и северо-восточное простирания, или в непосредственной близости от них – предопределила особенности проявления процессов разрывообразования в пределах этих участков. Основную роль в обоих случаях играют тектонические нарушения северозападного простирания: зоны 1÷3 – в Симферополе (рисунок 6.24) и зона 1 (Солдатовская) – в Керчи (рисунок 6.27), являющиеся низкоранговыми элементами зон динамического влияния Салгиро-Октябрьского и Темрюкского региональных разломов. Как и большинство разрывных структур в Крыму, имеющих аналогичное простирание, эти зоны полигенетичны: они формировались под воздействием периодически проявляющихся инверсионных полей напряжений субмеридионального сжатия и субширотного сжатия (или субмеридионального растяжения). Существенно слабее проявлены разрывные структуры, имеющие ортогональные ориентировки: субмеридиональные – в Симферополе, субширотные – в пределах Солдатской слободки. Направления действия осей сжатия соответствующих обстановок (в первом случае юго-западное-северо-восточное, во втором – юго-восточное-северо-западное) отвечают положению плоскостей т_{тах}, вдоль которой формировались L- и L'-сколы, обусловленные первичными (ортогональными) системами напряжений. Основная опасность всех выделенных зон сопряжена с их возможной активизацией в условиях проявления доминирующих кинематических обстановок в регионе и с вероятным развитием в их пределах вторичных негативных процессов и явлений (суффозионно-карстовых провалов, грязевых вулканов и пр.). По этой причине на картах СМР эти зоны отнесены к территориям, неблагоприятным для проектирования и возведения зданий и сооружений (рисунки 6.26, 6.28).

Влияние новейшей тектоники на формирование обвально-оползневых структур м. Фиолент (на примере площадки восстановления Георгиевского монастыря, Севастополь). Строительство гражданских и промышленных объектов в прибрежных зонах, характеризуемых наличием крутых береговых склонов, подверженных активному воздействию эрозионноабразионных процессов, как правило, сопряжено с риском активизации обвально-оползневых структур. Спровоцировать обвально-оползневые явления могут экзогенные факторы (морская абразия основания склона, эрозия его средней и верхней частей), эндогенные процессы (сейсмические воздействия), а также техногенное влияние в виде подрезки основания склона, чрезмерного статического нагружения присклоновой поверхности или в виде интенсивных динамических нагрузок. При этом одной из основных причин, предопределивших возможность активизации обвально-оползневых явлений, является наличие тектонических нарушений. Примером этого служат результаты изучения геолого-структурных условий площадки размещения Георгиевского монастыря на м. Фиолент (г. Севастополь) [64].

О развитии негативных экзогенных процессов в районе м. Фиолент и потенциальной опасности, обусловленной ими, свидетельствуют обвально-оползневые террасы (на одной из которых проектировалось возведение разрушенного в 1930 г. храма Св. Георгия Победоносца на территории Георгиевского монастыря), многочисленные следы обвалов значительных масс горных пород в основании склонов, интенсивное развитие трещин бокового отпора в верхней части береговых обрывов. Крупные обвалы на м. Фиолент происходили во время землетрясения 11.09.1927 г. с интенсивностью воздействия 7 баллов [185] и в декабре 1999 г., когда произошло обрушение около 100 тыс. м³ горных пород. Следы меньшего по масштабам «свежего» обвала известняковых масс из верхней части берегового склона, еще не переработанных в результате волноприбойной деятельности, наблюдались весной 2000 г. в береговой полосе к юго-востоку от Георгиевского монастыря. Вышесказанное обусловило необходимость изучения геологоструктурных условий на территории проектируемой застройки Георгиевского монастыря для последующей оценки устойчивости береговых склонов. Исследования включали выявление и анализ тектонических разрывов с выделением структурно-кинематических парагенезисов трещинных структур и реконструкцией полей тектонических напряжений, обусловивших их возникновение, а также изучение влияния новейшей тектоники на формирование обвальнооползневых структур м. Фиолент.

В геологическом строении исследуемой территории принимают участие миоценовые (преимущественно среднесарматские) известняки с линзами и прослоями песков, глин и гравелитов, залегающие на размытой поверхности вулканогенных отложений байосского яруса средней юры (рисунок 6.29).

Мощность сарматских известняков в районе Георгиевского монастыря составляет около 50 м, залегание их субгоризонтальное с пологим (3÷7°) падением к северо-востоку. Подстилающая вулканическая толща слагает среднюю и нижнюю части берегового склона, распространяясь также ниже уровня моря. Четвертичные породы, развитые на склоне и в пределах обвально-оползневой террасы, на которой расположен монастырь, представлены коллювиально-делювиальными глыбово-щебнистыми образованиями с суглинистым и супесчаным заполнителем, а также техногенно-насыпными отложениями. Они характеризуются неравномерным площадным распространением, весьма невыдержаны по мощности и приурочены, как правило, к оползневым террасам, склонам и понижениям в рельефе.

Выявленные на исследуемой территории тектонические разрывы локализованы, главным образом, в пределах двух зон, имеющих ширину от 140 до 180 м и протягивающихся в северозападном и северо-восточном направлениях (рисунок 6.30).



Рисунок 6.29. Геологическое строение территории размещения Георгиевского монастыря (на фото – монастырь вверху слева). Пунктир – положение контакта среднеюрских (J₃b) и миоценовых (N₁s) образований; красные треугольники – шлейфы относительно недавних (не эродированных) обвальных отложений миоцена.



Рисунок 6.30. Геолого-структурная схема территории размещения Георгиевского монастыря. Условные обозначения: 1 _ отдельные относительно крупные (от десятков см - до первых м) тектонические разрывы (трещины); 2 – границы разломных зон (зон повышенной трещиноватости); 3 контакт вулканогенных пород средней юры и миоценовых отложений; 4 – пункты замеров производства массовых тектонической трещиноватости; 5 – площадка строительства храмачасовни Св. Георгия Победоносца.

Разрывные структуры первой зоны (северо-западного простирания), пространственно совпадающей с кромкой береговых обрывов, отчетливо фиксируются в скальных обнажениях сарматских известняков (рисунок 6.31 *a*, *в*). Они оказывают существенное влияние на формирование современного обвально-осыпного уступа (обрыва) аналогичного направления. Перманентные нарушения равновесия горного массива в прибрежной части, вызванные абразионной деятельностью моря и интенсивной эрозией крутых склонов, привели к раскрытию

многих из этих трещин (от нескольких сантиметров до полуметра и более – рисунок 6.31 *в*). Протягиваясь в непосредственной близости от кромки обрыва параллельно или под острым углом к нему, эти разрывы зачастую активизируются как трещины бокового отпора, провоцируя обвально-оползневые явления. По-видимому, «грандиозные обвалы», о которых говорилось ранее в связи с землетрясением 11.09.1927 г., в значительной степени были обусловлены наличием трещин именно северо-западной ориентировки, негативно повлиявших на устойчивость присклоновой части горного массива. В некоторых местах к этим разрывам приурочены деформации в строениях как на территории монастыря (рисунок 6.31 *б*), так и в ее окрестностях.



Рисунок 6.31. Тектонические разрывы северо-западного $(305 \div 310^{\circ})$ простирания и характер их проявления (*указаны стрелками*): *a* – тектонический разрыв в сарматских известняках; *б* – трещина в строении, совпадающая с тектоническим разрывом в породах; *в* – трещина бокового отпора в обрыве сарматских известняков, развивающаяся по тектоническому разрыву. Фото автора.

Зона развития тектонических разрывов северо-восточного простирания установлена за пределами площадки строительства храма-часовни Св. Георгия Победоносца, хотя и в непосредственной близости от нее (рисунок 6.30). Рассекая горный массив поперек береговых уступов, эта система нарушений, по-видимому, представляет меньшую опасность для Георгиевского монастыря. Тем не менее, ее высокая тектоническая активность в новейшее (послесарматское) время доказывается смещением контакта среднеюрских вулканитов и миоценовых известняков вдоль зоны дробления северо-восточного простирания (рисунок 6.32), которая зафиксирована в 150 м к юго-востоку от площадки строительства храма-часовни.



Рисунок 6.32. Смещение контакта среднеюрских вулканитов и миоценовых известняков зоной дробления северо-восточной ориентировки (фото и интерпретация А.М. Останина). Пунктир – положение контакта; заштрихованная область – зона тектонического нарушения.

Структурно-кинематический анализ разрывов, зафиксированных на территории Георгиевского монастыря и в его окрестностях, показал, что доминирующую роль здесь играют структуры диагональных (преимущественно – северо-западного) направлений, большая часть которых (несмотря на сложную морфологию в сарматских известняках, раскрытость, прерывистость и прочие «нетектонические» признаки – рисунок 6.31) имеет тектоническое происхождение. Они сформировались в поле тектонических напряжений с субгоризонтальным положением осей сжатия и растяжения главных нормальных напряжений. Об этом свидетельствуют абсолютное преобладание структур с вертикальным или субвертикальным падением и наличие выдержанных максимумов их простираний, соответствующих установленным в Крыму доминирующим элементам структурно-кинематических парагенезисов сдвиговых разрывов и смещений [64, 214, 215].

Внутреннее строение и обстановки формирования указанных диагональных разломных зон отражаются в структурных парагенезисах тектонических трещин. Несмотря на отсутствие зеркал скольжения в миоценовых отложениях исследуемого участка, эти парагенезисы сколовых структур можно вполне уверенно идентифицировать (рисунок 6.33). Основой для этого являются результаты обоснования параметров парагенезисов субвертикальных сколовых разрывов (трещинных структур), обусловленных разными кинематическими обстановками (см. раздел 2, таблица 2.3). Во всех пунктах наблюдений участка наиболее выраженными являются максимумы субвертикальных (углы наклона 85° ÷90°) разрывов с ориентировками простирания 305÷ 315° (рисунок 6.33). Эти разрывы в Крыму весьма распространы и идентифицируются как *L*-сколы право- и левосдвиговых парагенезисов трещинных структур, сформировавшихся в инверсионных обстановках ортогонально ориентированного сжатия и растяжения.



Рисунок 6.33. Идентификация парагенезисов трещинных структур И реконструкция обстановок их формирования (в пределах Георгиевского монастыря и его окрестностей): а – сводная роза-диаграмма ориентировок тектонических разрывов (количество замеров – 110); б-г - стереограммы (проекция на верхнюю полусферу) парагенезисов, сформировавшихся в обстановках широтного сжатия-меридионального растяжения (δ), меридионального сжатия ($\boldsymbol{\theta}$), юго-восточного-северо-западного сжатия (\boldsymbol{z}); $\boldsymbol{\partial}$ решение механизма очага _ землетрясения 06.08.1972 г. (по [259], №4 в таблице 4.1, проекция на верхнюю полусферу). Индексы на розе-диаграмме – элементы парагенезисов для обстановок: L(1), L'(1), R(1)u, R'(1)u – широтного сжатия-меридионального растяжения; $L_{(1)}$, $L'_{(1)}$, $R_{(1)M}$, $R'_{(1)M}$ – меридионального сжатия; $L_{(2)}$, $L'_{(2)}$, $R_{(2)кos-c3}$ — юго-восточного-северо-западного сжатия; индексы на стереограммах – элементы парагенезисов: $L_{(1)}$, $L'_{(1)}$, $R_{(1)}$, $R'_{(1)}$, $\sigma_{3(1)}$ – типы сколовых структур, оси сжатия и растяжения для обстановок ортогонального сжатия-растяжения; L(2), $L'_{(2)}$, $R_{(2)}$, $\sigma_{1(2)}$, $\sigma_{3(2)}$ – то же, для обстановок юго-восточного-северо-западного сжатия; стрелками указаны направления регионального сжатия и растяжения.

Анализ тектонической трещиноватости в пределах изучаемой территории показал, что в обстановке субширотного сжатия (или, что равновероятно, меридионального растяжения) *L*-сколы северо-западной ориентировки активизировались совместно с *R*-сколами (максимум 295°), образуя левосдвиговый парагенезис тектонических разрывов (рисунок 6.33 *a*, *b*). Этот парагенезис является доминирующим: он проявлен повсеместно на изучаемом участке, в том числе, и в пределах площадки строительства храма-часовни Св. Георгия Победоносца. К нему можно отнести и тектонические разрывы северо-восточного простирания (слабо выраженный максимум $35 \div 40^\circ$), которые идентифицируются как правосдвиговые *L*'-сколы (рисунок 6.33 *a*), способные активизироваться в этом же поле напряжений.

В условиях субмеридионального сжатия совместно с *L*-сколами северо-западного простирания формировались *R*-сколы с ориентировкой $320\div330^\circ$, образуя, таким образом, правосдвиговый парагенезис тектонических разрывов (рисунок 6.33 *a*, *a*). Его дополняют структуры северо-восточного простирания (максимумы $35\div40^\circ$ и $20\div25^\circ$), которые идентифицируются, соответственно, как левосдвиговые *L'*- и *R'*-сколы.

Однозначно установить, тектонические разрывы какого из указанных парагенезисов являют в настоящее время для Георгиевского монастыря наибольшую опасность, не представляется возможным. С одной стороны, структуры северо-западного простирания первого из них превалируют в пределах изучаемого участка. Однако следует учесть, что парагенезис, формирование которого обусловлено обстановками меридионального сжатия, представлен всеми его основными составляющими, в том числе, разрывами северо-восточной ориентировки, о новейшей активизации которых свидетельствует смещение контакта среднеюрских и миоценовых отложений (рисунок 6.32). Более того, по данным комплексной съемки [514], локальные разломы этой системы, идентифицированные нами как *R*'-сколы, в значительной мере обусловили формирование овражно-балочной сети юго-западной части Горного Крыма (балки Монастырская, Солты, Бермана и др.).

Широкое распространение разрывов указанных парагенезисов на изучаемой территории является следствием динамического влияния разноранговых (надрегиональных, региональных) разломов северо-западного (Одесско-Синопский, Чернореченский) или северо-восточного (Предгорный) простираний, возможность активизации которых установлена как в обстановках субмеридионального растяжения (или субширотного сжатия), так и в условиях субмеридионального сжатия. На основании вышесказанного сделан вывод о том, что разрывы диагональной ориентировки обоих парагенезисов представляют реальную опасность для сооружений Георгиевского монастыря.

Во-первых, их параметры удовлетворяют современным полям напряжений, вследствие чего возможна их реакция на проявления тектонической (или сейсмической) активизации близрасположенных Одесско-Синопского, Чернореченского, Предгорного и других зон диагональных разломов высокого ранга. Данное утверждение не является умозрительным: кроме обвалов, обусловленных землетрясением 11.09.1927 г., следует указать на землетрясение, произошедшее в пределах акватории Черного моря 06.08.1972 г. (φ =44,6°N, λ =32,7°E; M=4.8±0,2; h=15 км) в относительной близости (на расстоянии около 70 км) от исследуемого участка. По данным решения механизма очага этого события, оно произошло в обстановке «... горизонтального (*меридионального* – *Ю.В.*) растяжения и близгоризонтального (*широтного* – *Ю.В.*) сжатия» [259, стр. 59]. Нодальные плоскости имеют диагональную ориентировку (с учетом погрешностей определения – 303÷312° и 35÷50°, средние значения – 308° и 42°); тип

подвижки по обеим нодальным плоскостям – сбросо-сдвиговый (рисунок 6.33 *d*). Данные наличие сбросо-сдвигового деформационного параметры указывают на режима, обусловленного обстановками меридионального растяжения. В качестве реального сейсмогенного разрыва в работе [259] рассматривается нодальная плоскость северо-восточного простирания, поскольку в этом же направлении ориентирована ось максимальной вытянутости первой изосейсты и направление плоскости разрыва, полученное с помощью моделирования сейсмограмм. Однако весьма вероятно, что сейсмогенным разрывом в очаге является плоскость северо-западной ориентировки, левосдвиговые смещения вдоль которой отражают активизацию зоны Одесско-Синопского разлома под воздействием субмеридионально ориентированных растягивающих напряжений. Следует добавить, что данное землетрясение ощущалось на значительной части западного побережья Крыма на площади около 3 тыс. км² (включая г.г. Евпатория, Саки, Симферополь).

Во-вторых, в зависимости от экспозиции склона, направления и угла наклона разрывов северо-западной ориентировки в условиях активной эрозии берегового склона, трещины обоих парагенезисов испытывают раскрытие под влиянием гравитационных сил, являя собой потенциальную угрозу обвалов (в результате опрокидывания находящихся в состоянии неустойчивого равновесия скальных массивов известняков) или оползания этих массивов. Спровоцировать опрокидывание или оползание блоков пород, расположенных в краевой части берегового уступа и отделенных от основного горного массива трещинами северо-западного простирания, могут интенсивные сейсмические воздействия (примером чего являются вышеописанные события 11.09.1927 г.), а также чрезмерные техногенные нагрузки, вероятность которых не исключается при проведении строительных работ.

Опасность усугубляют разрывные структуры субмеридионального и субширотного простираний, которые могут быть идентифицированы как элементы (левосдвиговые *L*- и *R*- сколы, правосдвиговый L'-скол) единого парагенезиса разрывов, сформированного в обстановке юго-восточного–северо-западного сжатия (рисунок 6.33 г). По-видимому, они не представляют непосредственной угрозы с точки зрения образования обвально-оползневых срывов, однако их наличие значительно облегчает возможность возникновения обвалов и оползаний по разрывам северо-западного простирания, поскольку ослабляет боковое сцепление неустойчивых блоков со смежными, более устойчивыми массивами горных пород.

Таким образом, основные структурные и морфологические особенности побережья в районе м. Фиолент обусловлены наличием субвертикальной разломной зоны с простиранием 305÷310°. Она формировалась (активизировалась) в инверсионном поле тектонических напряжений, которое характеризовалось взаимной переориентировкой осей максимальных и минимальных главных напряжений. Вследствие этого на изучаемом участке доминируют

парагенезисы тектонических разрывов северо-западного простирания, сформированные в условиях как субмеридионального, так и субширотного сжатия. Такую же ориентировку имеют многие зоны разломов разных рангов, которые при сейсмическом районировании Крымского региона были выделены в качестве зон возможного возникновения очагов землетрясений [130, 203, 219]. К их числу относятся и наиболее близко расположенные к объекту исследований Одесско-Синопская и Чернореченская зоны. Данные выводы согласуются с результатами изучения напряжённо-деформированного состояния Гераклейского вулкано-тектонического блока Горного Крыма другими авторами [199-202].

Анализ полученных материалов позволил сделать следующие выводы:

1. Основную сейсмическую опасность для района строительства Георгиевского монастыря представляют сильные землетрясения, происходящие в пределах акватории Черного моря в непосредственной близости от площадки строительства. Согласно картам общего сейсмического районирования [30, 219, 303], исследуемая территория относится к зоне с прогнозируемыми 8-балльными сейсмическими воздействиями с периодом повторяемости 1 раз в 500 лет. По данным инструментальных исследований методом регистрации микросейсм, приращение сейсмической интенсивности для грунтовых условий площадки строительства монастыря составляет $\Delta I=0$ баллов относительно исходной сейсмичности. Расчетная сейсмичность площадки строительства Георгиевского монастыря, таким образом, соответствует исходной (нормативной) сейсмичности и составляет 8 баллов по шкале *MSK-64* при среднем периоде повторяемости подобных событий 1 раз в 500 лет.

2. По результатам геолого-структурных исследований, территория Георгиевского монастыря отнесена к категории неблагоприятных для строительства в связи с возможностью возникновения обвально-оползневых подвижек по тектоническим разрывам северо-западного простирания как в пределах уступа, ограничивающего на северо-востоке территорию монастыря, так и в основании самого монастыря. Спровоцировать обвально-оползневые явления могут экзогенные факторы (морская абразия основания склона, эрозия его средней и верхней частей), эндогенные процессы (сейсмические воздействия), а также техногенное влияние в виде чрезмерного статического нагружения поверхности террасированного склона или в виде интенсивных динамических нагрузок на горный массив [64].

Поскольку решение о восстановлении храма Св. Георгия Победоносца на территории Георгиевского монастыря на момент проведения исследований уже было окончательно согласовано церковными инстанциями и органами местного самоуправления, заключение по данному участку содержало рекомендации по обязательному применению антисейсмических мероприятий в соответствии с прогнозируемой нормативной интенсивностью сейсмических воздействий и по возведению укрепительных сооружений с целью минимизации влияния обвально-оползневых процессов на территорию Георгиевского монастыря (рисунок 6.34).



Рисунок 6.34. Возведенные укрепительные сооружения (подпорные стенки – указаны красными стрелками) в пределах восстановленного Георгиевского монастыря. Фото 2016 г.

Эти рекомендации были учтены в процессе проектирования и реконструкции сооружений Георгиевского монастыря: видимая часть противообвальных и противооползневых мероприятий была реализована в виде системы укрепительных сооружений, показанных на рисунке 6.34.

6.3. Тектонофизическая интерпретация результатов геолого-структурных исследований при изучении причин возникновения локальных природных и природно-техногенных катастроф

Катастрофические явления как способ разрядки напряжений, которым подвергается та или иная геосистема, происходят не повсеместно, а в самом слабом на момент катастрофы ее звене, где, как правило, сконцентрировано аддитивное суммарное воздействие нескольких факторов, действующих в одном направлении. Весь спектр причин катастрофического развития локальных геосистем зачастую не очевиден, поэтому катастрофа, как правило, приписывается воздействию какого-либо одного фактора. В качестве такового может выступать тот из них, который сыграл роль триггера (спускового крючка) в момент, когда геосистема уже находилась в состоянии, близком к критическому: подтопление, чрезмерное обводнение, техногенное воздействие и другие. Как показывает опыт изучения геологических катастроф, прямое или опосредованное влияние тектонических элементов зачастую является определяющим в процессах катастрофического развития разнообразных локальных геосистем [21, 62, 63, 377 и др.]. Проиллюстрируем вышесказанное на примере катастрофического оползня-потока, активизировавшегося 6 июня 1997 г. в микрорайоне Тополь-1 г. Днепропетровска (Украина), и оползня, возникшего 18-19 апреля 1997 г. на 18-м км автодороги Севастополь-Ялта (Крым). Первая из этих катастроф произошла в пределах древней платформы в зоне развития пород лессовой формации, вторая – в пределах альпийской горно-складчатой области, характеризуемой активной тектоникой, сложным геологическим строением и многообразием формационных комплексов. В этом же разделе проанализированы причины, обусловившие аварийное состояние здания Одесского театра оперы и балета (г. Одесса, Украина), являющегося всемирно известным памятником архитектуры.

Структурно-кинематическая идентификация зон повышенной геологоэкологической опасности на участке развития катастрофического оползня-потока в микрорайоне Тополь-1 г. Днепропетровска (Украина). Микрорайон Тополь-1 расположен на межбалочном водораздельном плато, сложенном верхнеплиоцен-четвертичными лессовыми грунтами, мощность которых составляет более 30 метров. Лессовая толща характеризуется чередованием водопроницаемых и относительно водоупорных слоев и залегает на региональном водоупоре, представленном красноцветными верхнеплиоценовыми глинами. Ниже расположены миоцен-плиоценовые карбонатно-терригенные осадочные образования, а с глубины 80÷100 м – породы гранитно-метаморфического фундамента Украинского щита.

Активизация оползня произошла 6 июня 1997 г. по причине разжижжения лессовых грунтов и полной потери их несущей способности. В результате этого грязе-водяной поток (по мнению некоторых специалистов, классифицируемый как суффозионный выброс) вынес в смежную с микрорайоном балку огромную массу пород с образованием воронки площадью около 300х100 м и глубиной более 20 м (рисунок 6.35). Полностью были разрушены девятиэтажный жилой дом, школа, детские сады, гаражные и другие хозяйственные постройки, погиб один человек. Поскольку лессы имеют повсеместное распространение в этой части г. Днепропетровска, со всей остротой встал вопрос о возможности катастрофических рецидивов в виде новых оползневых проявлений в соседних микрорайонах или в виде вовлечения в оползневой процесс участков, непосредственно прилегающих к месту катастрофы.

Произошедшая катастрофа явилась следствием чрезмерного подтопления территории микрорайона, которое, на первый взгляд, было обусловлено исключительно техногенными причинами: утечками из изношенных водонесущих коммуникаций, уменьшением испарения за счет асфальтирования улиц и высокой плотности застройки. Однако в результате комплексного изучения причин катастрофы данная геосистема пополнилась новыми элементами, поскольку была установлена пространственная связь зон чрезмерного подтопления лессовых грунтов как с

понижениями рельефа первого регионального водоупора, так и с разрывными тектоническими нарушениями в фундаменте и осадочном чехле [62, 63].



Рисунок 6.35. Оползневая воронка в микрорайоне Тополь-1 (панорама).

Анализ выявленных бурением и геофизическими (электроразведочными, ЕИЭМПЗ и др.) методами тектонических нарушений показал, что они являются разновозрастными и зачастую состоят из отдельных отрезков, которые по своим параметрам не отвечают парагенезисам разрывов, образовавшихся в едином и синхронном поле тектонических напряжений. Однако на новейших стадиях тектогенеза произошла активизация и объединение в единые разломные зоны тех их фрагментов, которые более всего соответствовали современным системам напряжений, независимо от их ранга и типа (R-, L-сколы, отрывы) на момент их образования.

Было установлено, что участки максимальной обводненности грунтов в пределах микрорайона имеют, как правило, линейный характер и приурочены к активизированным ослабленным зонам, ориентировка которых соответствует пространственным параметрам парагенезисов субвертикальных разрывов альпийского тектогенеза [62, 63, 214]. При этом вполне уверенно можно идентифицировать системы, обусловленные инверсионными обстановками: как меридионального, так и широтного сжатия (или меридионального растяжения). Соответствующие этим обстановкам парагенезисы представлены в той или иной степени полным набором сколовых структур (рисунок 6.36). Первый – субмеридионального сжатия – включает $L_{(1)}$, $R_{(1)}r$, которые могут быть идентифицированы как правые сдвиги, а также $L'_{(1)}$, $R'_{(1)}l$, составляющие левосдвиговую часть данного парагенезиса (красные индексы R и R' на рисунке 6.36). Аналогичным образом проявились и обстановки широтного сжатия, распознаваемые по сколам Риделя (R и R'), подписанным синим цветом. В этом случае максимумы в западной части диаграммы характеризуются как левые сдвиги, в восточной – как правые. При этом L- и L'-сколы активизировались в обстановках как меридионального, так и широтного сжатия, поскольку удовлетворяют обоим полям тектонических напряжений. По-

видимому, этим объясняется то обстоятельство, что соответствующие *L*- и *L'*-сколам максимумы (особенно, максимум северо-западной ориентировки) являются наиболее выраженными на представленной розе-диаграмме (рисунок 6.36).



Рисунок 6.36. Парагенезисы новейших активизированных тектонических структур в пределах микрорайона Тополь-1 и кинематические обстановки их формирования *(пояснения – в тексте)*.

Следует напомнить, что отмеченная переориентировка новейшего (и даже – современного) поля напряжений в пределах древнего массива консолидированной коры (практически в самом центре Украинского щита), не только возможна, но и подтверждается прямыми данными. Выше отмечалось, что механизмы очагов Криворожских землетрясений 25.12.2007 г. и 23.06.2013 г. (а расстояние от Кривого Рога до Днепропетровска – около 140 км) отражают инверсию современного поля напряжений: в течение мизерного (c геохронологической точки зрения) отрезка времени (менее 6 лет) направление оси максимального сжатия *Р* изменилось с широтного на меридиональное.

Новейшая (и, вероятно, современная) активизация разрывных структур в пределах микрорайона Тополь-1 обусловила: а) возможность смещения крыльев разломных зон в виде крипа, что само по себе представляет опасность для инженерных сооружений; б) формирование открытых систем трещин и зон повышенной тектонической трещиноватости в кристаллическом фундаменте и в нижней части осадочного чехла с потенциальными возможностями их обводнения; в) образование трещинных структур, проникающих в отложения верхней части осадочного чехла и способствующих, тем самым, формированию фильтрационных окон в водоупорных горизонтах; г) образование понижений рельефа на поверхности регионального водоупора плиоценовых глин. Зоны тектонических разрывов и погребенные эрозионные формы рельефа поверхности глин регионального водоупора способствовали перераспределению подземного стока и формированию концентрированных грунтовых потоков. В пределах

последних происходило более полное обводнение разреза (включая относительно водоупорные горизонты) и поднятие уровня грунтовых вод, в том числе, за счет развивающегося подпора в результате снижения водопроницаемости лессовых грунтов при их водонасыщении.

Кроме оползня-потока, образовавшегося вследствие чрезмерного подтопления и полного разжижения грунта, наблюдались многочисленные развивающиеся деформации зданий и сооружений, прежде всего, в пределах зон развитого подтопления и наиболее полного водонасыщения грунтов. Вне разломных зон и понижений рельефа регионального водоупора степень водонасыщенности геологического разреза резко уменьшалась.

Результаты проведенных исследований позволили построить карту зон повышенной геолого-экологической опасности для микрорайона Тополь-1 и прилегающих территорий г. Днепропетровска (рисунок 6.37). На карте нашли отражение зоны с различной степенью водонасыщенности геологического разреза (перечислены в порядке, соответствующем номерам условных обозначений к рисунку 6.37) – как основной фактор, представляющий опасность, и разрывные структуры, контролирующие развитие зон потопления лессов:

1. Зоны без существенных антропогенных изменений природных систем; подтопление лессов не проявлено.

2. Зоны развивающегося подтопления лессовых грунтов, в пределах которых на относительно водоупорных прослоях присутствуют горизонты увлажненных лессов, лессовидных суглинков и супесей, разобщенные линзы грунтовых вод. В основании толщи лессов на региональном водоупоре плиоценовых красноцветных глин могут иметь место маломощные горизонты грунтовых вод с площадным развитием. При прогрессирующем подтоплении возможно развитие просадочных деформаций инженерных сооружений, а при наличии базиса разгрузки – оползневых смещений, суффозии.

3. Зоны развитого подтопления лессовых грунтов. Наиболее водопроницаемые прослои лессов, лессовидных суглинков и супесей водонасыщены полностью по всему разрезу, но разделены увлажненными горизонтами относительно водоупорных литологических разностей. В пределах зон развиваются просадочные деформации инженерных сооружений. При незначительных уклонах рельефа возможны оползни-потоки с прогрессирующим развитием от эрозионных врезов к водораздельному плато.

4. Зоны полного водонасыщения лессовых грунтов на всю мощность разреза (независимо от степени их водопроницаемости) при высоком уровне грунтовых вод (по данным бурения и опытных откачек – 3÷10 м от поверхности). В разрезе имеют место горизонты полного разжижения лессовых грунтов с необратимым разрушением структуры и потерей несущей способности. Развивающиеся просадочные деформации инженерных сооружений и оползни-потоки в пределах этих зон могут иметь катастрофические последствия. Представляют



Рисунок 6.37. Карта зон геолого-экологической опасности в микрорайоне Тополь-1 г. Днепропетровска (по [63]). Условные обозначения: 1-4 – зоны с разным уровнем геологоэкологической опасности (пояснения – в тексте); 5 – установленные и предполагаемые разрывные нарушения кристаллического фундамента; 6 – граница оползня-потока, активизировавшегося 6 июня 1997 г.; 7 – граница деструктивного поля в водонасыщенных лессовых грунтах с возможным прогрессирующим развитием и расширением оползня-потока; 8 – предполагаемая граница оползнеопасной зоны, активизация которой возможна в случае, если меры по уменьшению антропогенной нагрузки на природную систему не будут приняты; 9 – аварийные инженерные сооружения (с видимыми развивающимися деформациями); 10 – направление потоков подземных вод.

опасность просадочные деформации сооружений при осушительных мероприятиях. Зоны полного водонасыщения грунтов приурочены к разрывным нарушениям в кристаллическом фундаменте, подверженным новейшей и современной активизации. Они представляют собой водонапорные гидрогеологические системы, контролирующие развитие зон подтоплений лессов, которые происходят вследствие антропогенных нарушений водообменных процессов и присутствия в подстилающих водоупорных отложениях зон повышенной водопроницаемости, обусловленных тектонической трещиноватостью. Прямую опасность для инженерных сооружений могут представлять современные криповые движения по разломам и усиление сейсмических эффектов при землетрясениях.

Карта также содержит элементы геолого-экологического прогноза в виде границ деструктивного поля в водонасыщенных лессовых грунтах с возможным прогрессирующим развитием и расширением оползня-потока, активизировавшегося 06.06.1997 г., и в виде предполагаемой границы зоны, активизация которой возможна в случае, если меры по уменьшению антропогенной нагрузки на природную систему и по ликвидации чрезмерного подтопления не будут своевременно приняты или будут недостаточно эффективны.

Геолого-структурные предпосылки развития катастрофического оползня на 18-м км автодороги Севастополь-Ялта (Крым). В ночь с 18-го на 19-е апреля 1997 г. на 18-м км автомагистрали Севастополь-Ялта активизировался оползень, разрушивший участок полотна дороги длиной более 50 метров. Вертикальная амплитуда смещения оползневого массива составила 10÷15 метров. С целью получения данных для проектной разработки мероприятий по укреплению горного массива вдоль автомагистрали было осуществлено геолого-структурное и гидрогеологическое обследование аварийного участка и прилегающих территорий.

Результаты исследований показали, что оползень активизировался в зоне сочленения двух активных тектонических разрывов: сдвиговой разломной зоны северо-западной ориентировки и примыкающей к ней с северо-востока зоны надвига северо-восточного простирания, по которой юрские известняки надвинуты на глины нижнего мела [62, 63]. Вдоль фронта надвига сформировалась зона тектонического меланжа, представленная глыбами известняков и перетертыми глинами. Тело оползня пространственно приурочено к участку примыкания тектонического меланжа к зоне сдвигового разлома северо-западного простирания (рисунок 6.38).

Одна из границ оползня (северо-восточная) контролируется поверхностями левосдвиговых смещений вдоль разлома, а направление борозд и штрихов зеркал скольжения на стенках тектонических трещин часто согласуется с направлениями смещения оползневого массива. В головной части имеются многочисленные тектонические разрывы с крутым падением сместителя в сторону сползания массива, что предопределяет образование оползневых отрывов по ранее сформированным поверхностям. Таким образом, в процесс оползнеобразования были вовлечены тектонически подготовленные отложения.

Тектонофизический анализ разрывных структур показал, что формирование основной разломной зоны северо-западной ориентировки обусловлено обстановками субширотного сжатия-субмеридионального растяжения и системами напряжений, производными от него. Разрывы в ее пределах, по данным обработки результатов массового замера тектонической трещиноватости (методом структурных парагенезисов), образуют левосдвиговый парагенезис,

представленный субвертикальными *L*- и *R*-сколами ($L_{(1)}$, $R_{(1)}l$), имеющими ориентировки, соответственно 285° и 305° (рисунок 6.39 *а*, *в*). Большая часть трещин имеет свежий облик, что свидетельствует в пользу их недавней активности. Сходными параметрами (ориентировками осей главных напряжений, положением, кинематическим типом) эта структура характеризуется и по результатам обработки зеркал скольжения с применением кинематическиго метода (рисунок 6.39 *б*). Дополняют картину структуры второго порядка, представленные субвертикальными *R*-сколами ($R_{(2)}$) с ориентировкой 350±10°.



Рисунок 6.38. Геолого-структурная карта участка развития оползня на 18-м км трассы Севастополь-Ялта (по [63]). Условные обозначения: 1 – границы зон основных разломов и направления смещений; 2 – границы развития меланжа и направление смещения висячего крыла; 3 – второстепенные и локальные разрывные структуры; 4-5 – известняки поздней юры в аллохтонном (4) и в автохтонных (5) блоках; 6-7 – аргиллиты раннего мела в основании аллохтонного блока, перекрытые надвинутыми на них позднеюрскими известняками (6), и в автохтонном (7) блоке; 8 – зона развития меланжа перед фронтом аллохтонного блока; 9 – граница ингрессивного налегания аргиллитов на известняки; 10 – направление сжатия доминирующего поля напряжений; 11 – тоже для трансформированных (вторичных) полей напряжений (*пояснения* – в тексте); 12 – контур активизировавшегося оползня; 13 – границы оползневых массивов, предполагаемые по данным дешифрирования: a – древних; δ – современных, временно стабилизированных; 14 – автодорога Севастополь-Ялта.

Результаты анализа показывают, что левосдвиговые перемещения по разрыву северозападной ориентировки, в зоне динамического влияния которого находится оползень, обусловили локальную концентрацию трансформированных (реактивных) напряжений в северо-восточном крыле разлома, в которых ось сжатия была ориентирована с северо-запада на юго-восток. Под влиянием этого поля напряжений в периоды повышенной тектонической активности в северо-восточном крыле разлома северо-западной ориентировки была максимально реализована возможность развития деформаций в направлении к дневной поверхности. Это нашло отражение в образовании пологих разрывов северо-восточного и субширотного простираний с юго-восточным и южным падением. Перед фронтом аллохтонного блока, ограниченного этими разрывами, формировалась зона меланжа, по которой происходило надвигание юрских известняков на толщу нижнемеловых глин (рисунки 6.38, 6.39 *в*).



Рисунок 6.39. Основные разрывные структуры в пределах участка развития оползня и кинематические обстановки их формирования (активизации): *а* – левосдвиговый парагенезис тектонических разрывов, идентифицированный с применением метода структурных парагенезисов; δ – аналогичный парагенезис разрывных смещений, установленный кинематическим методом по зеркалам скольжения; *в* – кинематическая схема образования зоны меланжа перед фронтом надвига в трансформированном поле напряжений. *Условные обозначения:* на стереограммах: *1*– проекции главных осей нормальных напряжений (*a* - σ_l , δ - σ_2 , β - σ_3); *2* – проекции плоскостей размещения главных осей напряжений; *3* – положение разрывов и направления смещений по ним (*L*, *R* – типы сколовых разрывных нарушений); *4* – кинематические обстановки; на схеме: *5* – сдвиги и направления перемещения (*L*₍₁₎, *R*₍₁₎*l* – первичные, *R*₍₂₎ – вторичные); *6* – надвиги и взбросы (бергштрихи – в направлении падения сместителя); *7* – направления действия основных (залитая стрелка) и реактивных (не залитая) напряжений.

Гидрогеологические условия развития оползня в значительной степени предопределены особенностями геологического строения изучаемого участка. Путем опытных откачек из скважин было установлено, что степень водонасыщенности пород имеет крайне неравномерный характер. Участки максимальной обводненности пространственно приурочены к зонам выявленных разломов, позволяя сделать вывод о том, что по этим зонам проходят пути транзита подземных вод. Это обстоятельство предопределяет и неравномерность степени обводненности четвертичных отложений, водонасыщенность которых значительно выше над разломно-трещинными зонами. При этом максимальной обводненностью характеризуется зона

зоной разлома северо-западного простирания, в нижней части которой происходит частичная разгрузка по системе родников (в правом борту р. Сухой). Вероятно, именно эта зона являлась основной причиной повышенной обводненности оползневого массива в момент его активизации.

Результаты изучения причин, обусловивших аварийное состояние здания Одесского театра оперы и балета (г. Одесса, Украина). В 90-е годы прошлого столетия в здании Одесского театра оперы и балета, построенного в 1887 году, стали проявляться деформации в виде трещин (на стенах, перекрытиях и в фундаменте), вывалов штукатурки, разрушений декоративных элементов и т.п.

Здание театра расположено на водораздельном плато, ограниченном с трех сторон балками, а с четвертой – крутым береговым склоном. Превышение этой части плато над прибрежной зоной составляет более 40 м. Верхнюю часть геологического разреза площадки оперного театра слагают (сверху вниз) высокопористые четвертичные суглинки и супеси, ниже которых залегают верхнеплиоценовые красно-бурые глины, плиоценовые (понтические) известняки и миоценовые (мэотические) глины (рисунок 6.40).



Рисунок 6.40. Геолого-структурный разрез через участок Одесского театра оперы и балета. *Условные обозначения:* 1 – плиоцен-четвертичные образования (суглинки, глины); 2 – понтические известняки; 3 – мэотические глины; 4 – зоны тектонической трещиноватости пород; 5 – поверхности скольжения формирующегося оползня в мэотических глинах; 6 – инженерно-геологические выработки (скважины, шурфы-дудки) и их номера.

Причины аварийного состояния здания изучались несколькими специализированными организациями, указавшими различные факторы возникновения развивающихся деформаций: 1) чрезмерное замачивание и просадки грунтов, залегающих в верхней части геологического разреза, над известняками понта; 2) тектонические перемещения блоков кристаллического основания вместе с перекрывающими их молодыми отложениями; 3) активизация оползневых процессов, проявившихся в виде разрывных деформаций как в самом здании театра, так и в

зданиях и сооружениях, расположенных в непосредственной близости от него. Следует сразу отметить, что активизация просадочных явлений в основании здания, возведенного более ста лет тому назад, весьма маловероятна, равно как и передача деформаций от кристаллического фундамента через многокилометровую толщу осадочных отложений. Тем не менее, превалирующей оказалась первая точка зрения, поэтому проектные решения по инженерной защите территории Одесского оперного театра, к сожалению, были направлены, главным образом, на усиление сопротивляемости конструкции здания просадочным явлениям.

Однако результаты комплексного геолого-структурного обследования, проведенного на площади около 0,25 км², показали, что аварийное состояние строений на изучаемом участке (в том числе, и здания театра) было обусловлено активизацией оползневых процессов, а сам театр расположен в голове оползня, охватывающего значительную территорию к востоку и юговостоку от него вплоть до прибрежной зоны (рисунок 6.41).



Рисунок 6.41. Карта зон дезинтеграции в районе Одесского театра оперы и балета (по [62]). *Условные обозначения:* **1** – зоны дезинтеграции (разрывы): *а* – установленные, *б* – предполагаемые; **2** – зафиксированные проявления деформаций в зданиях и сооружениях; **3** – здание театра; **4** – положение геолого-структурного разреза (*на рисунке 6.40*); **5** – инженерно-геологические выработки (скважины, шурфы-дудки) и их номера.

Тело развивающегося оползня представляет собой блоки понтических известняков и перекрывающих их плиоцен-четвертичных отложений, сползающие по слабо наклонным поверхностям в подстилающих мэотических глинах. Сами блоки обособлены зонами новейших тектонических разрывов (рисунок 6.40). Поверхности скольжения оползней в мэотических глинах формировались в условиях расчлененного рельефа вследствие гравитационных процессов, обусловивших сползание разобщенных известняков и перекрывающих их образований в восточно-северо-восточном и восточном направлениях – в сторону моря. Базисом нижнего оползневого зеркала является либо прибрежная (припортовая) часть города, либо дно бухты (восточнее исследуемого участка). В этом случае угол наклона поверхности скольжения в сторону моря составляет первые градусы.

Возникновение оползневого массива предопределено процессами тектонической дезинтеграции пород, обусловленными активизацией разломно-трещинных зон в понтических известняках в позднем плиоцене-плейстоцене под воздействием разноориентированных полей тектонических напряжений (рисунок 6.42). При этом зоны северо-западного простирания (идентифицированные, как $L_{(1)}$, $R_{(1)}r$ – правые сдвиги), контролирующие юго-западный борт оползневого массива, формировались в условиях субмеридионального сжатия—субширотного растяжения. Активизация зон северо-восточной ориентировки ($L'_{(1)}$, $R'_{(1)}r$ – также правые сдвиги), была обусловлена субширотным сжатием—субмеридиональным растяжением.



Рисунок 6.42. Парагенезисы разрывных структур в районе Одесского театра оперы и балета и кинематические обстановки их формирования. Условные обозначения см. на рисунке 6.23.

Дезинтеграции подверглись отложения верхней части осадочного чехла, в том числе, региональный горизонт красноцветных плиоценовых глин. Это обстоятельство обусловило образование своеобразных гидродинамических (фильтрационных) окон или зон повышенной водопроницаемости в разрезе вдоль зон тектонических нарушений. Поэтому зоны тектонической трещиноватости и места заколов оползня характеризуются повышенной обводненностью пород. С одной стороны, это способствует неравномерности проявления просадочных явлений в толще лессовых грунтов, с другой – способствует активизации оползневых смещений. Разломно-трещинные зоны постоянно «подпитывают» поверхности и кольжения оползневого массива, поскольку имеют с ними пространственную и гидравлическую связь, увлажняя мэотические глины. Не исключены и другие причины активизации оползня, например, дноуглубительные работы в районе порта.

Практически повсеместно на обследованной территории вдоль срывов оползня наблюдались деформации зданий (рисунок 6.41): трещины в стенах и фундаменте, выпадение блоков стен и углов, перекосы оконных и дверных проемов, трещины между окнами смежных этажей и т.п. Часть жилых зданий в районе уже была отселена ввиду аварийного их состояния.

Есть основания полагать, что данный оползень длительное время находился в стабилизированном состоянии и активизировался лишь в последнее время под влиянием возросшего антропогенного воздействия на изучаемую территорию. Современные оползневые смещения происходят относительно медленно, но при этом не исключена возможность дальнейшего развития процесса с гораздо более тяжелыми последствиями. Поэтому меры, направленные на усиление сопротивляемости конструкции здания театра просадочным явлениям (формирование свайного пояса вокруг него), представляются явно недостаточными и не гарантируют в полной мере его сохранности, поскольку не устраняют причин возможного катастрофического развития огромного оползневого массива.

Основные выводы по разделу:

1. Несмотря на наличие широкого спектра причин, способных спровоцировать катастрофическое развитие геосистем, основную роль в подготовке геологических катастроф зачастую играют процессы современной тектонической активизации разломно-трещинных структур. Это влияние различно в зависимости от строения, местоположения и геологогидрогеологических условий территорий. Процессы новейшей активизации этих зон нередко обусловливают перераспределение подземного стока и концентрацию грунтовых потоков, проникновение трещинных структур в водоупорные горизонты осадочного чехла с формированием фильтрационных окон, создавая предпосылки для избыточного обводнения территорий и развития в их пределах суффозионно-карстовых провалов, обвально-оползневых смещений и т.п.. В прибрежных зонах, подверженных активному эрозионно-абразионному воздействию, наличие тектонических разрывов предопределяет особенности очертаний береговой линии и широкое развитие трещин бокового отпора, отрицательно влияя на устойчивость горного массива и повышая риски, связанные с активизацией обвальнооползневых процессов. В сейсмически активных областях зоны тектонических разрывов представляют прямую опасность из-за возможности их активизации под воздействием происходящих в непосредственной близости землетрясений.

2. Результаты анализа тектонических нарушений (разломно-трещинных зон), тем или иным образом обусловивших или способных обусловить катастрофическое развитие локальных

геосистем, показали, что данные зоны нередко являются разновозрастными и состоят из отдельных отрезков, которые по своим параметрам не отвечают парагенезисам разрывов, образовавшихся в едином поле тектонических напряжений. Однако на новейших стадиях тектогенеза происходила активизация и объединение в единые разломные зоны тех их фрагментов, которые более всего соответствовали современным системам напряжений, независимо от их ранга и типа на момент их образования.

3. На новейшем этапе развития как в пределах сейсмически активных регионов, так и в асейсмичных областях особенности тектонической активизации разломно-трещинных структур предопределены, в основном, влиянием инверсионных полей напряжений – ортогонально ориентированного сжатия или растяжения. В меньшей степени проявились диагональные системы напряжений. Изменения этих обстановок происходили в течение коротких временных интервалов, прямым свидетельством чего являются решения механизмов очагов землетрясений как в пределах сейсмоактивных регионов, так и произошедших недавно в г. Кривой Рог – в самом центре Украинского щита.

4. Особенности проявления структурообразующих полей напряжений, установленные в процессе изучения деформационных режимов и кинематических обстановок сейсмотектогенеза, а именно: секторальное распределение ориентировок главных осей и инверсионный характер тангенциальных систем напряжений – предопределяют алгоритм и расширяют возможности тектонофизической интерпретации результатов геолого-структурных исследований при решении широкого круга задач прикладного характера. Влияние тектонических разрывов на состояние грунтовых массивов, равно, как и их роль в активизации негативных процессов, необходимо учитывать при массовой застройке городских территорий с учетом проработки прогнозных сценариев развития этих процессов в техногенно-измененных условиях.
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Содержание настоящей работы и порядок исследований предопределены задачами, направленными на решение одной из актуальных проблем Крымско-Черноморского региона. Многообразие региональных моделей, созданных на основе разных концептуальных подходов и трактующих особенности строения и развития Крыма с альтернативных позиций, обусловило необходимость анализа факторов, отражающих его структурные особенности. В качестве предмета исследований выбраны деформационные режимы и кинематические обстановки альпийского тектонического разрывообразования и сейсмогенеза, которые нашли отражение в виде зеркал скольжения на стенках тектонических разрывов (в Горном Крыму) и в решениях механизмов очагов землетрясений Крымско-Черноморского региона. Поскольку региональная выборка сейсмологических данных статистически непредставительна, в основу анализа сейсмогенеза заложены закономерности проявления сейсмогенерирующих полей напряжений, установленные в близлежащих сегментах тектоносферы Средиземноморского пояса.

В процессе исследований применялись методы структурного анализа тектонофизики, адаптированные под решение поставленных задач (способ построения стереографических моделей структурно-кинематических парагенезисов разрывов и смещений, способ построения стереографических моделей сейсмогенеза), в комплексе с другими методами. Полученные модели относятся к разряду эмпирических, поскольку базируются на результатах полевых исследований и экспериментальных (сейсмологических) данных.

Основные выводы отражают как общие для всех изучаемых объектов закономерности процессов тектосейсмогенеза, так и специфические особенности их проявления в той или иной геодинамической обстановке.

1. Процессы тектосейсмогенеза в пределах всех изученных территорий обусловлены воздействием разноориентированных, преимущественно тангенциальных полей напряжений, которые отражают многообразие региональных кинематических обстановок сжатия и/или растяжения и предопределяют характер деформационных режимов разрывообразования. Эти системы напряжений характеризуются избирательностью ориентировок главных осей по отношению к сторонам света и к земной поверхности, которая проявляется как в моделях основных (сдвигового, сбросового и взбросового) типов тектосейсмогенеза, так и в моделях комбинаторных (взбросо-, сбросо-сдвигового и др.) типов, отражающих кратковременные локальные трансформации поля. Распространенным видом локальных трансформаций систем напряжений является механизм, в соответствии с которым происходит разворот тензора вокруг

промежуточной оси таким образом, что плоскости максимальных касательных и нормальных напряжений меняются местами.

2. В условиях периодического проявления напряжений разнонаправленного сжатия или растяжения параметры разрывных деформаций в очагах землетрясений изученных геосистем, как правило, отражают не суммированное влияние разных геодинамических факторов в виде некоего результирующего поля напряжений, а кратковременное преобладание воздействий какого-либо одного фактора над остальными. Так, в результате параметризации сейсмогенных зон обоснован периодически проявляющийся правосдвиговый и поддвиговый характер современной активизации системы Загрос, а в пределах Вранча выделено несколько зон с разными пространственно-кинематическими параметрами, вследствие чего ее предложено обозначать не как «сейсмическая зона», а как «сейсмическая область» Вранча. Несмотря на разобщенность различное пространственную И строение исследуемых территорий, стереографические модели основных типов тектосейсмогенеза вполне идентичны, указывая на корректность унификации обстановок разрывообразования в пределах разных регионов.

3. В Горном Крыму изменения кинематических обстановок и деформационных режимов альпийского разрывообразования обусловили многообразие структурно-кинематических типов тектонических разрывов, роль которых в строении региона обосновывается количественными соотношениями соответствующих парагенезисов. Согласно этим соотношениям, структурную основу Горного Крыма (в порядке значимости) составляют: 1) субвертикальные сдвиги, сбросои взбросо-сдвиги, формирующиеся в обстановках субмеридионального сжатия или растяжения, образуя доминирующую систему разноранговых диагонально ориентированных нарушений; 2) сбросы и сдвиго-сбросы, образовавшиеся в обстановках меридионального или диагонального растяжения; 3) сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги меридионального и широтного простираний, обусловленные воздействием полей напряжений диагональных ориентировок; 4) структурный рисунок дополняют взбросы, сдвиго-взбросы и надвиги, образовавшиеся в обстановках меридионального или диагонального сжатия, которые в строении Горного Крыма занимают хоть и не столь существенное, как отмечается в некоторых работах, но вполне определенное место. Таким образом, структурные построения, основанные на представлениях об исключительно покровно-надвиговом строении Крыма, не учитывают всего многообразия проявлений регионального тектогенеза. «Утерянные» в этих построениях системы сдвиговых и сбросовых нарушений должны быть восстановлены как неотъемлемый элемент тектонических и геодинамических моделей всех масштабов и уровней.

4. В процессах сейсмогенного разрывообразования в пределах акватории Черного моря доминирующую роль играют взбросовые и, в меньшей степени, взбросо-сдвиговые, сбросовые и взбросо-сбросовые деформационные режимы, тогда как очаги сдвигового типа имеют

ограниченное распространение. Таким образом, соотношения разрывов разных структурнокинематических типов для континентальной и глубоководной частей региона различаются, что обусловлено особенностями строения и толщиной земной коры этих сегментов тектоносферы. В пределах континентальной коры большой мощности в условиях регионального сжатия превалируют сдвиговый и взбросо-сдвиговый деформационные режимы, тогда как области глубоководных впадин с редуцированной корой субокеанического и океанического типов благоприятны для образования разрывов взбросового и сдвиго-взбросового типов. Обратная тенденция наблюдается по направлению к Черноморскому побережью Турции, где сдвиговый характер деформаций в сейсмогенных структурах континентальной коры является наиболее распространенным.

5. В длительной ретроспективе (на протяжении альпийского этапа) разнообразие и сменяемость кинематических обстановок в Крымско-Черноморском регионе обусловлены длиннопериодной цикличностью колебательных движений земной коры по типу продольного сжатия-растяжения. Эта цикличность отражает особенности геодинамического развития Средиземноморского пояса в процессе эволюции задуговых бассейнов, формирующихся на южной окраине Евразии в тылу зон субдукции Неотетиса, функционировавших в различные периоды альпийского этапа на разном удалении от Крыма. Эффект инверсии кинематических обстановок проявляется как в пределах тектонически (и сейсмически) активных регионов, так и в относительно асейсмичных районах. На фоне длиннопериодной цикличности происходят и кратковременные инверсионные изменения, которые обусловливают многообразие проявлений новейшего и современного тектосейсмогенеза.

6. В процессе сейсмогенеза в пределах Крымско-Черноморского региона под влиянием инверсионных (периодически действующих в одном направлении) сжимающих И растягивающих напряжений наиболее предпочтительными для разрывообразования являются одни и те же сегменты (сектора) разрезов, отвечающие направлению действия максимальных касательных напряжений. В обоих случаях образуются (активизируются) преимущественно одни и те же системы разрывов, но в обстановках сжатия они проявляются в виде взбросов и надвигов, а при наличии растяжения – как сбросовые нарушения. В эту картину вписываются и результаты трансформаций первичных полей, когда направления действия нормальных и касательных напряжений меняются местами, свидетельствуя о развороте тензора напряжений относительно промежуточной оси. Инверсия процесса разрывообразования устанавливается и в пределах Горного Крыма по совместному проявлению в пунктах наблюдений зеркал скольжения нескольких структурно-кинематических парагенезисов, сформированных противоположных обстановках, а также находит отражение в структурных парагенезисах разрывов, не несущих прямых следов смещений.

7. Многообразие фокальных механизмов в очагах Южно-Крымской сейсмогенной зоны указывает на ее гетерогенный характер и сложное строение, что не позволяет обосновать ее принадлежность к какому-либо одному типу сейсмогенеза. В ее пределах проявлялись обстановки как разнонаправленного сжатия, так и ориентированного в разных направлениях растяжения; при этом очаги Южно-Крымской сейсмогенной зоны формировались в широком диапазоне деформационных режимов. Учитывая структурно-кинематические характеристики и пространственные параметры нодальных плоскостей, рассматриваемых в качестве возможных сейсмогенных разрывов, представляется маловероятным, чтобы доминирующим фактором, определяющим особенности современной геодинамики Крыма, являлись процессы подвига, субдукции или квазисубдукции Восточно-Черноморской плиты под Крымский полуостров.

8. Закономерности, установленные в результате изучения процессов тектосейсмогенеза, положены в основу идентификации парагенезисов разрывов, не несущих зеркал скольжения, и реконструкции условий их формирования, что существенно расширило возможности решения задач прикладного характера. Так, анализ разломно-трещинных зон, тем или иным образом обусловивших катастрофическое развитие геосистем, показал, что данные зоны нередко являются разновозрастными и состоят из отдельных фрагментов, которые по своим параметрам не отвечают парагенезисам разрывов, образовавшихся в едином поле напряжений. Однако на новейших стадиях тектогенеза под влиянием инверсионных полей напряжений, обусловивших изменения обстановок в течение коротких временных интервалов, происходила активизация и объединение в единые разломные зоны тех их фрагментов, параметры которых соответствовали современным системам напряжений. Это способствовало перераспределению подземного стока и концентрации грунтовых потоков, проникновению трещинных структур в водоупорные горизонты осадочного чехла с формированием фильтрационных окон, создавая предпосылки для избыточного обводнения территорий и развития в их пределах суффозионно-карстовых провалов, обвально-оползневых смещений и т.п. Таким образом, показано, что результаты тектонофизических исследований, которые отражают влияние тектонических разрывов на состояние грунтовых массивов, равно как и их роль в активизации негативных экзогенных процессов, необходимо учитывать при массовой застройке городских территорий, в том числе, путем проработки прогнозных сценариев развития этих процессов в техногенно-измененных условиях.

Список литературы

Опубликованная

1. *Авсюк Ю.А.* Сопоставление эндогенных регионов материков в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию со схемой приливной эволюции системы Земля-Луна // Строение и эволюция тектоносферы. – М.: ИФЗ АН СССР, 1987. – С. 193-216.

2. *Алехин В.И.* Поля деформаций и напряжений в докембрийских породных комплексах и щелочных метасоматитах участка Красновка–Знаменовка // Наук. праці ДонНТУ. Серія гірничо-геологічна. Вип. 81. – Донецьк, 2004. – С. 92–97.

3. *Алехин В.И.* Поля суммарных деформаций и напряжений в разновозрастных породных комплексах Приазовского блока УЩ // Наукові праці ДонНТУ. Серія гірничо-геологічна. – Донецьк. Вип. 111. Т.2. – 2006. – С. 144-152.

4. *Алехин В.И.* Эволюция структур и рудоносность разломных зон Приазовского блока Украинского щита: дис. ... доктора геологических наук: 04.00.01 / Алехин Виктов Ивагович. – Киевский нац. ун-т им. Т. Шевченко. – Киев, 2009. – 331 с.

5. Алехин В.И., Гинтов О.Б. Кинематические особенности, фазы развития и металлогения системы широтных зон разломов Украинского щита // Геофизический журнал. – 2004. – Т. 26, № 6. – С. 83–101.

6. *Анализ* сейсмической опасности Крыма и Северного Кавказа и адаптация полученных оценок к комплекту карт ОСР-2014 / В.И. Уломов, М.И. Богданов, Б.Г. Пустовитенко и др. // Инженерные изыскания. – 2015. – № 13. – С. 8–23.

7. *Аронов А.Г., Аронова Т.И.* Сейсмологические наблюдения в Беларуси // Сейсмологический бюллетень Украины за 2006 год. – Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика», 2008. – С. 75-97.

8. Архангельский А.Д. Об отношении складчаточти Керченского полуострова к тектонике Крымских гор // Вестник Геолкома. – Т. II, №2. – Л.: 1928.

9. *Архипов И.В., Успенская Е.А., Цейслер В.М.* О характере взаимоотношения нижнемеловых и верхнеюрских отложений в пределах юго-западной части Горного Крыма. – Бюллетень МОИП. Т.63. Отд. геол. – 1958. – Т. 33, вып. 5. – С. 81-90.

10. *Атлас* «Автономная республика Крым» / Таврический нац. ун-т им. В.И. Вернадского, Крымский науч. центр НАН Украины и Министерства образования и науки Украины, Ин-т географии НАН Украины, Ин-т передовых технологий. – Киев-Симферополь, 2003. – 32 с.

11. Атлас карт интенсивности землетрясений Молдовы (XVIII-XXI вв.) / А.В. Друмя,

Н.Я. Степаненко, Н.А. Симонова и др. – Кишинев, 2009. – 154 с.

12. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. – М.: Науч. мир, 2007. – 172 с.

 Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР. – Сер. геофиз. – 1962. – № 1. – С. 1471-1483.

14. Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева И.В. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. – М.: Наука, 1972. – 192 с.

15. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги альпийского пояса: Карпаты-Кавказ-Памир. – М.: Наука, 1990. – 167 с.

16. Баранова Е.П., Егорова Т.П., Омельченко В.Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях // Геофизический журнал. – 2008. – Т. 30, № 5. – С. 124-144.

17. *Барышев А.Н.* О критериях сопряженности трещин при реконструкции тектонических полей напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1979. – № 10. – С. 145-150.

18. Батдорф С.Б., Будянский Б. Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения. – Изд. Ин.лит. Механика, 1961. – Т. 171, № 1. – С. 24-29.

Бердянское землетрясение 31.07.2006 г. / А.Н. Пустовитенко, В.А. Свидлова, В.С.
 Князева, Г.Н. Бушмакина // Сейсмологический бюллетень Украины за 2006 год – Севастополь:
 НПЦ «Экоси-Гидрофизика». – 2008. – С. 27-30.

20. Богаец А.Т., Павлюк М.И. О базальной прибрежно-континентальной терригенной формации платформенного чехла Равнинного Крыма и Центрального Причерноморья // Геол. сборник. – Львов, 1973. – № 14. – С.53-58.

21. Боков В.А., Лущик А.В. Основы экологической безопасности: Учебное пособие. – Симферополь, СОНАТ, 1998. – 224 с.

22. *Бокун А.Н.* Некоторые закономерности образования разрывных зон в осадочном чехле при погружении блоков фундамента (по результатам физического моделирования) // Эксперим. тектон. и полевая тектонофизика. – Киев: Наукова думка, 1991. – С. 112-120.

23. *Бокун А.Н.* Закономерности образования и особенности строения зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования) // Физика Земли – 2009. – № 11. – С. 69-78.

24. Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука. – 1985. – С. 159-180.

25. Борисенко Л.С. Критика надвиговых моделей Крыма // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 47-51.

26. *Борисенко Л.С.* Разрывные нарушения Горного Крыма // Геологический журнал. – 1983. – Т. 43, № 2. – С. 126-129.

27. *Борисенко Л.С., Краснов И.В.* Отзыв на статью Е.Шеремет с соавторами «Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород» (Геофизический журнал. – 2014. – Т. 36, № 4. – С. 154-156.

28. Борисенко Л.С., Плахотный Л.Г. Геодинамика Крымско-Черноморского региона как следствие многоуровенного тектогенеза // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 54-64.

29. Борняков С.А. Моделирование сдвиговых зон на упруговязких моделях // Геология и геофизика. – 1980. – №11. – С. 75-84.

30. *Будівництво* в сейсмічних районах України. ДБН України В.1.1.12-2006 (Строительство в сейсмических районах Украины. Строительные государственные нормы Украины В.1.1.12-2006). – Київ: Мінбуд України, Укрархбудінформ, 2006. – 84 с.

31. *Бунэ В.И., Полякова Т.П., Раду К.* Анализ карт изосейст вранчских землетрясений 10 ноября 1940 года и 4 марта 1977 года // Детальные инженерно-сейсмологические исследования. Вопросы инженерной сейсмологии. – М: Наука, 1986. – Вып. 27. – С. 126-135.

32. *Бурмин В.Ю*. Новый подход к определению параметров гипоцентров близких землетрясений // Вулканология и сейсмология. – 1992. – № 3. – С. 73–82.

33. *Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А.* Современная сейсмичность Крыма // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2015. – Т. 42, № 2. – С. 5–16.

34. Васильев И.Н., Шутов Ю.И. Современные движения тектонических блоков по наблюдениям в Ялтинском гидротоннеле // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 128-132.

35. *Введенская А.В.* Исследования напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. – М.: Наука, 1969. – 136 с.

36. Введенская А.В. Сейсмодинамика. – М.: Наука, 1984. – 144 с.

37. Волошина А.М., Денега Б.И., Орлова-Турчина Г.А. Результаты бурения параметрических скважин в равнинном Крыму // Новые данные о геологическом строении и

нефтегазоносности юга УССР по материалам региональных геолого-геофизических работ. – Львов: УкрНИГРИ. – 1973. – С. 50-97.

38. Вольфман Ю.М. Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. 1. // Геофизический журнал. – 2014. – Т. 36, №6. – С. 93-112.

39. Вольфман Ю.М. Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. 2 // Геофизический журнал. – 2015. – Т. 37, №1. – С. 100-120.

40. Вольфман Ю.М. К проблеме построения структурной основы геодинамических моделей Крымского региона. 1. Деформационные режимы тектонического разрывообразования в пределах южной части Горного Крыма // Материалы IX междунар. науч. конф. «Мониторинг геологических процессов». – Киев, 2009. – С. 24-26.

41. Вольфман Ю.М. К проблеме построения структурной основы геодинамических моделей Крымского региона. 2. Бельбекский разлом или Соколинский меланж? // Материалы IX междунар. науч. конф. «Мониторинг геологических процессов». – Киев, 2009. – С. 26-28.

42. Вольфман Ю.М. К проблеме построения структурной основы геодинамических моделей Крымского региона. 3. Надвиговые нарушения в структуре Горного Крыма // Материалы IX междунар. науч. конф. «Мониторинг геологических процессов». – Киев, 2009. – С. 28-30.

43. Вольфман Ю.М. Мезокайнозойские структурно-формационные комплексы Равнинного Крыма: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.01 / Вольфман Юрий Михайлович. – Институт геол. наук АН УССР. – Киев: 1990. – 183 с.

44. Вольфман Ю.М. Морфоструктурное выражение новейшей тектоники (на примере районов размещения Ровенской и Хмельницкой АЭС) // Материалы V междунар. науч. конф. «Мониторинг опасных геологических процесссов и экологического состояния окружаюшей среды». – Киев, 2004. – С. 107-109.

45. Вольфман Ю.М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа // Геофизический журнал. – 2008. – Т. 30, №5. – С. 101-114.

46. Вольфман Ю.М. Отражение разноранговых систем напряжений и их трансформаций в процессах сейсмотектогенеза // Геодинаміка. Науков. журнал. – 2013 – №2(15). – С. 31-33.

47. Вольфман Ю.М. Способ построения стереографических моделей структурнокинематических парагенезисов вторичных смещений вдоль тектонических разрывов // Сейсмологический бюллетень Украины за 2005 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2007. – С. 179-184.

48. Вольфман Ю.М. Структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных зон системы Загроса (по данным решений механизмов очагов землетрясений) // Геофизический журнал. – 2013. – Т. 35, №2. – С. 38-64.

49. Вольфман Ю.М. Тектоническая карта структурных ярусов Крымского полуострова / Тектоносфера Украины: Сб. науч. тр. – Киев: Наук. думка, 1989. – С. 163-169.

50. Вольфман Ю.М. Цикличность изменения кинематических обстановок тектонического разрывообразования в пределах Крымского региона в течение мезозоя-кайнозоя // Сб. материалов междунар. науч. конф. «Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80летию разрушительных землетрясений в Крыму)». – Ялта-Симферополь: Институт геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 2007.– С. 174-176.

51. Вольфман Ю.М. Цикличность колебательных движений земной коры Северного Причерноморья в течение альпийского тектонического этапа // Материали V междунар. науч. конф. «Мониторинг опасных геологических процессов и экологического состояния окружающей среды». – Киев, 2004. – С. 122-124.

52. Вольфман Ю.М., Ермаков Ю.Г. Особенности строения области перехода континентальной коры к субокеанической коре Черноморской впадины в пределах Северного Причерноморья / 27й Международный геологический Конгресс. – Тезисы. Вып. III, секции 06, 07. – М., Недра, 1984. – С. 452-453.

53. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я. Разрывные структуры зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты в сечении профиля ГСЗ DOBRE-5 // Геотектоника. – 2020. – №6. – С. 1-19.

54. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я. Сейсмотектоника очаговой области Вранча // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы: Материалы XIX научно-практической конф. с международным участием / Под ред. Е.А.Рогожина, Л.И.Надежка. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2014. – С. 85-89.

55. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я. Стереографические модели сейсмогенеза и структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных зон в пределах некоторых сегментов Средиземноморского пояса // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции (в 2-х томах) / Отв. ред. Ю.Л. Ребецкий – Т.1. – М.: ИФЗ. 2016. – С. 375-382.

56. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я., Останин А.М. Значение структурнокинематической идентификации тектонических разрывных нарушений в формировании представлений о строении Крымского региона (на примере Георгиевского разлома) // Сб. материалов междунар. науч. конф. «Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму)». – Ялта-Симферополь: Институт геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 2007. – С. 171-173.

57. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я., Останин А.М. Некоторые методические приемы картирования и идентификации тектонических нарушений (на примере юго-западной части Горного Крыма) // Сейсмологический бюллетень Украины за 2005 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2007. – С. 172-178.

58. Вольфман Ю.М.. Е.Я.. A.M.Колесникова Останин Результаты тектонофизического изучения новейшего тектонического разрывообразования в пределах Крымско-Черноморского региона и их значение для геодинамических реконструкций // Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики И флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа: Сб. докл. на X междунар. конф. «Крым-2012». - Симферополь, 2012. – C. 101-116.

59. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я., Пустовитенко А.А. Кинематические обстановки тектонического разрывообразования и сейсмичности в Крымском регионе // Материалы науч. конф.-семинара «Сейсмологические и геофизические исследования в сейсмоактивных регионах». – Львов: «СПОЛОМ», 2012. – С. 33-36.

60. Вольфман Ю.М., Новик Н.Н. Использование результатов геодинамических реконструкций при оценке предельных параметров сейсмичности // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 103-111.

61. Вольфман Ю.М., Новик Н.Н. Структурно-кинематические парагенезисы тектонических разрывов на территории Херсонесского заповедника г. Севастополя как индикаторы сейсмических событий // Докл. IV науч.-практич. конф. «Строительство в сейсмических районах Украины». – Киев, 1999. – С. 129-135.

62. Вольфман Ю.М., Новик Н.Н. Тектонические и геодинамические предпосылки геологических природных и техноприродных катастроф. // Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий. Часть II. Материалы междунар. научно-практического семинара. – Киев, 1999. – С.52-64.

63. Вольфман Ю.М., Новик Н.Н., Останин А.М. Тектонические предпосылки катастрофического развития природных и техноприродных геосистем. // Геополитика и экогеодинамика регионов. – Т.1, вып.1. – Симферополь: Крымский научный центр НАНУ и МО Украины, Таврический нац. ун-тет. – 2005. – С. 47-55.

64. Вольфман Ю.М., Останин А.М., Колесникова Е.Я. Влияние новейшей тектоники

334

на формирование обвально-оползневых структур мыса Фиолент (на примере площадки размещения Георгиевского монастыря, г. Севастополь) // Материалы IV Севастопольского междунар. семинара «Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий» «СТИХИЯ –2001». – Севастополь, 2001. – С. 172-179.

65. Вольфман Ю.М., Пустовитенко Б.Г., Колесникова Е.Я. Обстановки сейсмогенеза Крымско-Черноморского региона (по данным решений механизмов очагов землетрясений) // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. – Т. 4 (70). №4. – Крымский федеральный университет им, В.И. Вернадского. Симферополь, 2018. – С. 206-250.

66. Вольфман Ю.М., Фарфуляк Л.В. Результаты идентификации и структурнокинематической параметризации зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты (по данным скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5) // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов: Материалы XX всероссийской конф. с международным участием / Под ред. Н.М.Чернышева, Л.И.Надежка. – Воронеж: Издательскополиграфический центр «Научная книга», 2016. – С. 102-107.

67. Вольфсон Ф.И. Некоторые вопросы трещинной тектоники – М.: Всесоюз. заочн. политехн. ин-т, 1953. – 104 с.

68. Воронов П.С. Сдвиги и планетарная трещиноватость // Зап. Ленинградского горн, ин-та. – 1969. – Т. 58, вып. 2. – С. 16-27.

69. Габсатарова И.П., Бабкова Е.А. Инструментальные параметры Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 г. с MS=3,8 (Украина, Луганская обл.)//Сейсмологический бюллетень Украины за 2004 год – Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика».– 2006.–С. 124-131.

70. Габсатарова И.П., Бабкова Е.А. Параметры Бердянского землетрясения 31 июля 2006 г. с MS = 3,3 (Украина, Запорожская обл.) // Сейсмологический бюллетень Украины за 2006 год – Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика». – 2008. – С. 18-26.

71. Габсатарова И.П., Селиванова Е.А., Малянова Л.С. Северный Кавказ // Землетрясения Северной Евразии в 2007 г. – Обнинск: ГС РАН. – 2013. – С. 100–115.

72. *Газлийские* землетрясения 1976 и 1984 гг. / Н.В. Шебалин, Р.Н. Ибрагимов, Ю.К. Чернов и др. – Ташкент: Фан, 1986. – 368 с.

73. Гарбар Д.И. Две концепции ротационного происхождения регматической сети // Геотектоника. – 1987. – № 1. – С. 107-108.

74. Гарецкий Р.Г. Левков Э.А., Добролюбов Н.И. Приливной энергомеханизм глобальной тектоники // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. – Киев, 1987. – С. 191-192.

75. *Геодинамика* и тектоническое районирование Азово-Черноморского региона / М.Е. Герасимов, Г.К. Бондарчук, В.В. Юдин, С.В. Белецкий // Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины: Сб. докл. VII международной конф. «Крым-2007». – Симферополь, «Форма», 2008. – С. 115-151.

76. *Геодинамическая* карта Украины. Масштаб 1:1 000 000 / Пастухов В.Г., Астахов Н.А., Багинян М.К. и др. – Киев: Гос. Комитет Украины по геологии и использованию недр., Гос. Геол. предприятие «Геопрогноз», 1993. – 213 с.

77. *Геодинамические* аспекты проблемы происхождения межгорных впадин и предгорной депрессии Горного Крыма / Ю.М. Вольфман, О.Б. Гинтов, А.М. Останин, Е.Я. Колесникова // Материалы науч. конф. «Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды». – Львов: Изд. «СПОЛОМ». – 2008. – С. 24-25.

78. *Геодинамические* особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий / О.Б. Гинтов, Т.П. Егорова, Т.А. Цветкова и др. // Геофизический журнал. – 2014. – Т. 36, № 4. – С. 26–63.

79. *Геологическая* карта Горного Крыма. Масштаб 1:200 000 (Объяснительная записка) / С.В. Пивоваров, Л.С. Борисенко, Б.С. Чуба и др. / Гл. ред. Н.Е. Деренюк – К.: Мин. геологии УССР, 1984. – 134 с.

80. *Геологическая* карта Крыма. М-б 1:400 000 / Ред. К.К. Фохт, по материалам Н.И. Андрусова, А.А. Борисяка, К.К. Фохта и др. – Л.: Геол. комитет. – 1926.

81. *Геологическая* карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Крымская, листы L-36-XXIX, L-36-XXXIV, L-36-XXXV, L-36-XXXVII / Под ред. М.В. Муратова – Киев: Мин. геологии УССР. – 1973.

 Крыму Г.В. Пасечный, С.В. Пивоваров / Ред. Д.Ф. Володин – Симферополь: ПГО «Крымгеология». – 1983.

83. Геологическая карта Украини. М-б 1 000 000 / Ред. В.Я. Великанов – Киев: Гос. геол. служба Украини. – 2000.

84. *Геологические* факты и тектонические гипотезы (о книге Ю.В. Казанцева «Тектоника Крыма») / И.В. Архипов, С.М. Кравченко, Е.А. Успенская и др. // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1983. – №1. – С.150-162.

85. Геологический словарь в двух томах / Гл. ред. К.Н. Паффенгольц, Л.И. Боровиков,
 А.И. Жамойда и др. – М.: Недра. – Т.1. – 1973. – 487 с.

86. *Геология* СССР. Том VIII. Крым. Ч. 1. Геологическое описание / Отв. ред. М.В. Муратов – М.: Недра, 1969. – 576 с.

87. *Геология* шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря) / Т.В. Астахова, С.В. Горак, Е.Я. Краева и др. – Киев: Наук. думка. – 1984. – 184 с.

88. *Геология* шельфа УССР. Тектоника / В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, М.Р. Пустильников и др. – Киев: Наук. думка. – 1987. – 152 с.

89. Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря / В.И.
Старостенко, И.Б. Макаренко, О.М. Русаков и др. // Геофизический журнал. – 2010. – Т.32, №5. – С. 3-20.

90. *Геохронология* Крыма по радиологическим данным / Т.И. Добровольская, В.И. Лебединский, Н.Н. Макаров, Ю.Ю. Юрк // Труды XV сессии по опред. абсолютного возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР. – М.: Наука, 1969. – С. 227-239.

91. *Герасимов М.Е.* Тектоническая схема Причерноморья на принципах актуалистической геодинамики. – Севастополь: Крым. отд. НАНУ, 1995. – С. 741-744.

92. *Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория – М.: Изд-во АН СССР. – 1963. – 554 с.

93. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.

94. *Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. – Сер. геофиз. – 1954. – №5. – С. 390-410.

95. *Гидрогеология* СССР. Том VIII. Крым / Гл. ред. А.В. Сидоренко – М.: Недра, 1971. – 364 с.

96. *Гинтов О.Б.* Комплексное решение обратной задачи тектонофизики на основе принципов Кулона-Навье-Мора // // Геофизический журнал. – 2005. – Т. 27, № 1. – С. 5-19.

97. *Гинтов О.Б.* Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит // Геофизический журнал. – 2001. – Т. 23, №4. – С. 69-82.

98. *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – Киев: «Феникс», 2005. – 572 с.

99. *Гинтов О.Б., Исай В.М.* Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. 1 // Геофизический журнал. – 1984. – Т. 6, № 3. – С. 3-10.

100. *Гинтов О.Б., Исай В.М.* Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. 2 // Геофизический журнал. – 1984. – Т. 6, № 4. – С. 3-14.

101. Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. – Киев: Наук. думка. – 1988. – 226 с.

102. Гинтов О.Б., Корчемагин В.А., Сим Л.А. Украинские Карпаты и Горный Крым – сходство и различие кинематических характеристик тектонических движений

(тектонофизический анализ) // Геофизический журнал. – 2002. – Т. 24, № 6. – С. 75-92.

103. Гинтов О.Б., Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозое (тектонофизический аспект). 1 // Геофизический журнал. – 2000. – Т. 22, № 2. – С. 39-60.

104. Гинтов О.Б., Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозое (тектонофизический аспект). 2 // Геофизический журнал. – 2000. – Т. 22, № 3. – С. 36-49.

105. *Глубинная* сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса / О.Б. Гинтов, А.В. Муровская, Т.П. Егорова, Ю.М. Вольфман и др. // Геофизический журнал. – 2015. – Т. 37, № 3. – С. 22-49.

106. *Гнидец В.П.* Источники питания и седиментогенез в раннемеловом бассейне Равнинного Крыма (базальный горизонт готерив-альба) // Литогенез и полезные ископаемые. – Киев.: Наук. думка. – 1986. – С. 205-212.

107. Гольмиток А.Я., Хахалев Е.М. Оценка возраста Черноморской впадины и ее эволюция // История океана Тетис. – М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. – С. 116-138.

108. Гончар В.В. Глубинное строение и условия формирования окраин Черного моря //
Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 2009. – №5. – С. 3-11.

109. Гончар В.В. Поле напряжений Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация // Доп. НАН України. – 2003.– №3. – С. 97–104.

110. Гончар В.В. Реконструкция напряженного состояния пород на базе количественной оценки кинематических данных // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1997. – № 6. – С. 11-17.

111. Гончар В.В., Паталаха Е.И., Гинтов О.Б. Модели растяжения и приразломного включения в палеотектонической реконструкции Горного Крыма // Докл. НАН Украины. – 2004. – № 6. – С. 112-118.

112. Гончар В.В., Трегубенко В.И., Токовенко В.С. Режимы деформирования и взаимодействие плит Черноморско-Крымской области конвергенции // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2007. - №2. – С. 5-18.

113. Государственная геологическая карта Украины. Масштаб 1:200000. Крымская серия. Группа листов L-36-XXVIII (Евпатория), L-36-XXXIV (Севастополь) / Б.П. Чайковский, С.В. Билецкий, В.Б. Деев и др. (укр.) – Госкомитет природных ресурсов Украины. Казенное предприятие «Южэкогеоцентр». – Симферополь. – 2005.

114. Государственная геологическая карта Украины. Масштаб 1:200000. Крымская серия. Группа листов L-36-XXIX (Симферополь), XXXV (Ялта) / Л.Фиколина, О.Билокрыс, Н.Обшарская, С.Краснорудская (укр.) – Мин-во охраны окружающей природной среды

Украины. Гос. геол. служба. Казенное предприятие «Южэкогеоцентр». – Симферополь. – 2006.

115. *Государственная* геологическая карта Украины. Масштаб 1:200000. Крымская серия. Лист L-36-XXIII (Джанкой) / Л.А. Фиколина, Б.П. Чайковский, С.И. Краснорудская и др. (укр.) – Киев: Гос. геол. служба. Казенное предприятие «Южэкогеоцентр». – 2007.

116. Григорьева В.А., Каменецкий А.Е., Павлюк М.И. Фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности меловых отложений юга Украины. – К.: Наукова думка, 1981. – 140 с.

117. *Грязевой* вулканизм Керченско-Таманского региона / Е.Ф. Шнюков, Г.И. Гнатенко, В.А. Нестеровский, О.В. Гнатенко. – Киев: Наук. думка. – 1992. – 200 с.

118. *Гущенко О.И.* Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 210, № 2. – С. 331–334.

119. *Гущенко О.И.* Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики // Тр. ГИН РАН. – 1999. – Вып. 515. – С. 108-125.

120. *Гущенко О.И.* Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмическим данным) // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 225, № 3. – С. 557-560.

121. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука. – 1979. – С. 7-25.

122. *Гущенко О.И.* Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. – Апатиты, 1982. – С. 35-52.

123. *Гущенко О.И.* Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука. – 1979. – С. 26-51.

124. *Гущенко О.И.* Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурнокинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН. – 1996. – Т. 346, № 3. – С. 399-402.

125. *Гущенко О.И., Кузнецов В.А.* Определение ориентаций и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений в литосфере – М.: Наука, 1979. – С. 60-66.

126. *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. – 312, №4. – С. 830-835.

127. *Гущенко О.И., Сим Л.А.* Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических смещений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Механика литосферы, тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. совещ., 23-25 октября 1974. – Л.-М., 1974. – С. 5-8.

128. *Гущенко О.И., Степанов В.В., Сим Л.А.* Направления действия современных мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии // ДАН СССР. – 1977. – Т. 234, № 3. – С. 556-559.

129. *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. – Иркутск: Иркут. политехн. ин-т. – 1961. – 47 с.

130. *Детальное* сейсмическое районирование сейсмоактивных регионов Украины / А.В. Чекунов, О.М. Харитонов, Л.С. Борисенко, Ю.М. Вольфман и др. // Геофизический журнал. – 1998. – Т. 20, №1. – С. 3-13.

131. Детальные геолого-структурные исследования для уточнения уровня сейсмической опасности гидротехнических сооружений (на примере Днепровской ГЭС) / Ю.М. Вольфман, А.М. Скляр, В.Г. Верховцев и др. // Геофизический журнал. – 2011. – Т. 33, №5. – С. 100-114.

132. *Деформационные* структуры и поля напряжений Юго-Западного Крыма в контексте эволюции Западно-Черноморского бассейна / Муровская А., Ипполит Ж.-К., Шеремет Е. и др. // Геодинаміка. – 2014. – 1(17). – С.53-68.

133. *Дискуссия* по концептуальным вопросам геодинамики Крымско-Черноморского региона // Геодинамика Крымско-Черноморского региона: Сб. материалов конф. – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 135-148.

134. *Добровольская Т.И*. Палеозойские гранитоиды в Горном Крыму // Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. – Л.: 1981. – С. 187.

135. Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Карта максимальных возможных землетрясений сейсмического района Вранча // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1972. - №10. – С.77-78.

136. Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Поята И.А. Сходство и различие в процессах подготовки и проявления карпатских землетрясений 1977 и 1986 гг. // Карпатское землетрясение 1986 г. – Кишинев: Штиинца, 1990. – С. 5-15.

137. Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А. Сильнейшие землетрясения Карпатского региона в XVIII-XX веке // Buletinul Institutului de Geofizică și Geologie al AȘM. – 2006. – №1. – С. 37-64.

138. *Ермаков Ю.Г., Вольфман Ю.М.* Тафрогенез и его роль в формировании платформенных структур форланда поднятий Добруджи и Горного Крыма // Доклады АН УССР. Сер. Б. – 1986. – №4. – С. 9-12.

139. *Землетрясение* Вранча 30 августа / Н.В. Кондорская, А.И. Захарова, А.В. Друмя и др. // Землетрясения в СССР в 1986 году. – М: Наука, 1989. – С.13-28.

140. Землетрясение 10 декабря 2012 г. с Мw = 4.6 с вблизи г. Анапы / И.П. Габсатарова, Л.С. Малянова, Е.А. Селиванова, В.Н. Якушева // Сейсмологический бюллетень Украины за 2012 г. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2013. – С. 35–45.

141. Землетрясения в СССР в 1985 году. – М.: Наука, 1987. – 156 с.

142. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. – М.: Недра, 1990. – 334 с.

143. Зоненшайн Л.П., Ле Пишон К. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов // История океана Тетис. – М.: Изд-во Ин-та океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1987. – С. 74-93.

144. *Иголкина Н.С., Кириков В.П.* Методика составления структурно-формационных карт чехлов платформ // Сов. геология. – 1986. – №5. – С. 68-71.

145. *Избирательный* характер проявления сейсмогенерирующих полей напряжений в пределах Средиземноморского пояса (по данным решений механизмов очагов землетрясений) / Ю.М. Вольфман, Е.Я. Колесникова, Б.Г. Пустовитенко, В.К. Милюков // Вулканология и сейсмология. – 2017. – №6. – С. 64-79 (Selective Manifestation of Sesmogenic Stress Field within the Mediterranean Belt (Based on Earthquake Focal Mechanism Solutions) / Yu.M. Volfman, E.Ya. Kolesnikova, B.G. Pustovitenko, V.K. Milyukov // Journal of Volcanology and Seismology. – 2017. – Vol. 11, No. 6. – P. 447–461).

146. *Инденторный* механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона / Е.И. Паталаха, В.В. Гончар, И.К. Сенченков, О.П.Червинко. – Киев: Эмко, 2003. – 226 с.

147. *Инструментальные* и макросейсмические данные о процесах в очаговой зоне Криворожского землетрясения 25 декабря 2007 г. / Б.Г. Пустовитенко, В.Е. Кульчицький, А.А. Пустовитенко, А.М. Скляр // Геофизический журнал. – 2010. – Т. 32, №2. – С. 75-97.

148. *Использование* результатов тектонофизических исследований при изучении сейсмотектоники Крымского региона / Ю.М. Вольфман, О.Б. Гинтов, А.А. Пустовитенко и др. // Проблемы сейсмотектоники: Материалы XVII Междунар. конф. / Под ред. А.О.Глико, Е.А.Рогожина, Ю.К.Щукина, Л.И.Надежка. – М.: 2011. – С.157-162.

149. *История* развития и минерагения чехла Русской платформы / Под ред. Ю.Г. Старицкого. – Л.: Недра, 1981. – 224 с.

150. Казанцев Ю.В. Аллохтонные структуры горного Крыма и перспективы

нефтегазоносности Крымского полуострова. – Уфа: Башкирский филиал АН СССР, Ин-т геологии. – 1979. – 47 с.

151. *Казанцев Ю.В.* Складчато-надвиговые структуры равнинного Крыма. – Уфа: Башкирский филиал АН СССР, Ин-т геологии. – 1979. – 56 с.

152. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. – М.: Наука, 1982. – 112 с.

153. *Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г.* Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. – 2004. – Т. 44, № 4. – С. 600-610.

154. *Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф.* Позднемезозойские-эоценовые окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. – 2006. –№3. – С. 9-22.

155. *Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф.* Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции// Геотектоника.– 2005.– №5.–С. 19-35.

156. *Кармазин П.С., Князева В.С., Скляр А.М.* Макросейсмический эффект в Северном Причерноморье // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. – М: Наука, 1979. – С. 186-191.

157. *Карпатское* землетрясение 6 октября 2013 года / Н.Я. Степаненко, И.И. Илиеш, Н.А. Симонова и др. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2013 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2014. – С. 36-43.

158. Карта неотектоники юго-запада СССР. М-б 1:1000000 / Под ред. А.М. Маринича.
 – М.: ГУГК. – 1987. – 4 л.

159. *Карта* разрывных нарушений и основных зон линеаментов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки) м-ба 1:1000000 / Под ред. И. А. Крылова. – М.: ГУГК. – 1988. – 4 л.

160. *Карта* современных вертикальных движений земной коры УЩ. М-б 1:2500000 / Отв. исп. В.П. Палиенко. – М.: Недра. – 1986.

161. *Киммерийская* и альпийская тектоника Горного Крыма / В.С. Милеев, Е.Ю. Барабашкин, С.Б. Розанов, М.А. Рогов // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2006. – Т. 81, вып. 3. – С. 3-22.

162. *Ключевые* проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород / Е. Шеремет, М. Соссон, О. Гинтов и др. // Геофизический журнал. – 2014. – Т. 36. № 2. – С. 35-56.

163. Князева В.С., Скляр А.А. Макросейсмические данные об Алуштинском землетрясении 13 мая 2016 г. // Учёные записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. – Т.З (69), № 4. – 2017. – С. 156-162. 164. *Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В.* Структура земной коры северозападного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ №26 // Геофизический журнал. – 2013. – Т. 35, №1. – С. 158-168.

165. Корженков А.М., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С. Сейсмические деформации в строительных конструкциях археологического памятника Неаполь-Скифский, Крым. // Современные проблемы механики. – Т. 33, № 3. – С. 128-135.

166. *Корчемагин В.А., Емец В.С.* К методике выделения и реконструкции наложенных тектонических полей напряжений // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 263, № 1. – С. 163-168.

167. Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. – 1987. – №3. – С. 49– 55.

168. *Корчемагин В.А., Емец В.С.* Поля напряжений и структуры тектонических трещин Донбасса // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 287, №5. – С. 1191-1194.

169. *Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С.* Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука. – 1987. – С. 164 – 170.

170. *Котляр О.Ю., Верховцев В.Г.* Виявлення критеріїв сучасного положення південно-західної межі Східноєвропейської платформи за даними дистанційного зондування Землі (Котляр А.Ю., Верховцев В.Г. Выявление критериев современного положения югозападной границы Восточно-Европейской платформы по данным дистанцонного зондирования Земли) // Геологический журнал. – 2009. – № 3. – С. 58-63.

171. *Крестников В.Н.* Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений // Геотектоника. – 1969. – №3. – С. 88-97.

172. Криворожское землетрясение 25 декабря 2007 г. с *M_{LH}*=3.1, *M_w*=3.7, *I_o* = 5 баллов
(Украина) / Б.Г. Пустовитенко, В.Е. Кульчицкий, А.А. Пустовитенко, А.М. Скляр //
Землетрясения Северной Евразии в 2007 г. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 435-447.

173. *Кульчицкий В.Е., Пустовитенко Б.Г., Свидлова В.А.* О глубинах очагов землетрясений Крымско-Черноморского региона // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2017. – Т. 44, №3. – С. 21-46.

174. *Кульчицкий В.Е., Пустовитенко Б.Г., Свидлова В.А.* О грубых нарушениях, допущенных при использовании экспериментальных сейсмических данных в расчетах параметров гипоцентров землетрясений // Материалы XII Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». – Обнинск: ФИЦ ЕГС, 2017. – С. 202-206.

175. Лебединский В.И., Макаров Н.Н. Вулканизм Горного Крыма. – Киев: Изд. АН УССР. – 1962. – 208 с. 176. *Легенда*, рекомендуемая к комплекту карт «Металлогения СССР» / Под ред. Д.В. Рунквиста, К.А. Жаркова, В.А. Трофимова. – Л.: ВСЕГЕИ, 1979. – 69 с.

177. *Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс / Под ред. А.В. Чекунова. – Киев: Наук. думка, 1994. – 332 с.

178. *Литосферный* трансект Вранча–Южно-Украинская АЄС / О.М. Харитонов, С.С. Красовский, П.Я. Куприенко и др. // Геофизический журнал. – 1993. – Т. 15, № 5. – С. 23-31.

179. Лобацкая Р.М. Ранговая классификация разрывных нарушений // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1983. – №6. – С. 11-18.

180. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере // Труды ГИН АН СССР. Вып. 460. – М.: Наука. 1991. – 144 с.

181. *Лычагин Г.А.* Геологическое строение и история развития Крымского полуострова // Изучение и освоение минеральных богатств Крыма за годы Советской власти. – Вып. 1. – Симферополь: Ин-т минер ресурсов АН УССР, 1957. – С. 20-45.

182. *Макросейсмические* данные вранчского землетрясения 10 ноября 1940 года на территории Украины / А.А. Королев, В.С. Князева, А.М. Скляр, О.Н. Сафронов // Сейсмологический бюллетень Украины за 2010 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. – С. 53-57.

183. *Макросейсмические* данные о проявлении на территории Украины карпатских землетрясений 30 и 31 мая 1990 г. / В.С. Князева, В.А. Королев, О.П. Костюк и др. // Сейсмологический бюллетень Западной зоны ССН Украины и Молдовы за 1990 г. – Киев. – 1994. – С. 188-192.

184. *Макросейсмический* эффект Криворожского землетрясения 23 июня 2013 г. / А.М. Скляр, В.С. Князева, А.А. Скляр, А.М. Останин // Сейсмологический бюллетень Украины за 2013 год – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2014. – С. 48-53.

185. *Медведев С.В., Морозова Р.И.* Каталог сильных землетрясений Крыма. – М.; Ин-т физики Земли (рукопись). – 1962. – С.33.

186. *Меловой* вулканизм Равнинного Крыма / Л.Г. Плахотный, М.Я. Апостолова, В.Г. Бондаренко, В.А. Гордиевич // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1971. – Т. 46, вып.4. – С. 102-112.

187. *Михайлов А.Е.* Полевые методы изучения трещин в горных породах – М.: Недра. – 1956. – 132 с.

188. *Михайлова А.В.* Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента (по данным тектонофизического моделирования) // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сб. Трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. – Москва. М.: ИНТЕК-ГЕОН, ГЕРС. – 2007. – С. 111-118.

189. *Моисеев А.С.* К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 189. – Л.: 1930. – 81 с.

190. *Моисеев А.С.* Основные черты строения Горного Крыма // Тр. Ленинград. об-ва естествоиспытателей. – Л.: 1935. – Т. 64. – С.15-29.

191. *Мониторинг* сейсмических процессов в Крымско-Черноморском регионе / Б.Г. Пустовитенко, А.В. Лущик, О.В. Боборыкина и др. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ Гидрофизика», 2014. – 264 с.

192. *Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В.* Тектоника и история развития северозападного шельфа Черного моря – М.: Наука, 1981. – 244 с.

193. *Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В.* Основные черты тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море) // Геотектоника. – 1979. – №4. – с. 90-97.

194. *Москаленко Т.П.* Карты изосейст землетрясений Карпатского региона // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 года и его последствия. – М: Наука, 1980. – С. 86-105.

195. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. – М.: Госнаучиздат, 1960. – 205 с.

196. *Муратов М.В.* Основные черты тектоники Крымского полуострова // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1937. – 15, №3. – С. 215-241.

197. *Муратов М.В.* Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. II. – М.: Недра. – 1973. – 192 с.

198. *Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г.* Строение складчатого основания Равнинного Крыма // Геотектоника. – 1968. – №4. – С.54-70.

199. *Муровская А.В.* Напряжённо-деформированное состояние Гераклейского вулканотектонического блока Горного Крыма // Геофизический журнал. – 2011. – Т. 33, №6. – С. 46-56.

200. *Муровская А.В.* Напряжённо-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцен-голоцене по тектонофизическим данным // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34, №2. – С. 109-119.

201. *Муровская А.В.* Поля напряжений и деформационные режимы Западного Горного Крыма на альпийском этапе тектогенеза по тектонофизическим данным: Автореф. ... дис. канд. геол. наук: 04.00.22 / Муровская Анна Валерьевна. – Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины. – Киев, 2012. – 23 с.

202. *Муровская А.В., Щербаков Р.Н.* Структурно-кинематические парагенезисы и деформационные режимы Гераклейского блока юго-западного Крыма // Научные труды Донецкого национального технического университета. Серия горно-геологическая. – 2011. – Вып. 13. – С. 122-128.

203. *Некоторые* методические аспекты сейсмического районирования областей новейшего горообразования и сопредельных территорий (на примере Крыма) / Л.С. Борисенко, Б.Г. Пустовитенко, Н.Н. Новик, Вольфман Ю.М. и др. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Вып. 2-3. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – С. 27-45.

204. *Некоторые* особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация / О.Б. Гинтов, Т.А. Цветкова, И.В. Бугаенко, А.В. Муровская // Геофизический журнал. – 2016. – Т. 38, № 1. – С. 17-29.

205. *Нефтегазоносность* и тектоника плит южной части Красного моря / Лоуэлл Д.Д., Геник Д.Д., Нельсон Т.Х., Такер П.М. // Нефтегазоносносить и глобальная тектоника. Пер. с англ. под ред. С.П. Масленникова. – М.: Недра. – 1978. – С. 92-111.

206. *Никитин Л.В., Юнга С.Л.* Методы теоретического определения тектонических деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР, Физика Земли. – 1977. – №11. – С. 54-67.

207. *Никишин А. М., Ершов А. В.* Латеральное разнообразие современных субдукционных систем на примере пояса Тетис // Вестн. Московского ун-та. Серия 4: Геология. – 2004. – №5. – С. 16–21.

208. *Николаев Н.П.* Возможные пути использования системного подхода в геотектонике // История и методология естественных наук. Вып XXXIII. Геологи. – М.: Изд. МГУ. – 1987. – С 27-35.

209. *Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкции поля напряжений // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. – 1977. – №12. – С. 103-115.

210. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. – М.:Недра, 1992. – 294 с.

211. *Николаев П.Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. – 1978. – №5. – С. 106-116.

212. *Новик Н.Н., Борисенко Л.С., Саломатин В.Н.* Основные факторы и этапность оползнеобразования в пределах Алуштинско-Симеизского участка в Крыму // Инженерная геология. – 1988. – №4. – С. 74-84.

213. *Новик Н.Н., Вольфман Ю.М.* Новые методы неотектонических исследований при сейсмическом районировании альпийских горно-складчатых сооружений и их обрамления // Разведка и охрана недр. – 1996. – № 10. – С. 32.

214. *Новик Н.Н., Вольфман Ю.М.* Эволюция планетарных полей напряжений в пределах сейсмоактивных регионов Украины, новейшие разрывы и разрывные смещения // Геодинамика Крымско-Черноморского региона: Сб. материалов конф. – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997.– С. 81-90.

215. *Новик Н.Н., Вольфман Ю.М., Останин А.М.* Отражение геодинамики в новейших структурах сейсмоактивных регионов Украины // Геодинамика Крымско-Черноморского региона: Сб. материалов конф. – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997.– С. 91-102.

216. *Новый* каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина / Ч. 2. Крым и Нижняя Кубань. – М.: Наука, 1977. – С. 55–68.

217. *Об аллохтонном* залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма / В.С. Милеев, Е.Ю. Барабашкин, М.Ю. Никитин и др. // Докл. АН СССР. – 1994. – 338, № 4. – С. 497-500.

218. *Об аллохтонном* строении Горного Крыма / В.С. Милеев, С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабашкин, И.В. Шалимов // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1998. – Т. 73, вып. 3. – С. 27-33.

219. *Общее* сейсмическое районирование территории Крыма (ОСР-98) / Б.Г. Пустовитенко, В.Е. Кульчицкий, Л.С. Борисенко, Е.И. Поречнова // Геофизический журнал. – 1999. – Т. 21, №6. – С. 3-15.

220. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах. // Гл. ред. В.И. Уломов, М.И. Богданов; сост.: В.И. Уломов, М.И. Богданов, В.Г. Трифонов и др. // Инженерные изыскания. – 2016. – № 7. – С. 49– 121.

221. *О роли* структурно-кинематической идентификации тектонических разрывных нарушений в формировании представлений о структуре и геодинамике Крымского региона / Ю.М. Вольфман, О.Б. Гинтов, А.М. Останин и др. // Геофизический журнал. – 2008. – Т. 30, №1. – С. 49-61.

222. О следах сильных позднесредневековых землетрясений в комплексе медресемечеть Узбека (г. Старый Крым) // А.М. Корженков, Д.А. Ломакин, А.Н. Овсюченко, А.С. Ларьков, А.В. Мараханов, Е.А. Рогожин / Геофизические процессы и биосфера. – Т.16, № 3. – С. 5-28.

223. *Особенности* тектоники юго-западного Крыма / В.Е. Иванов, И.Е. Ломакин, А.С. Тополюк и др. // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2009. – № 4. – С. 27-39.

224. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и проноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука. – 1979. – С. 163-184. 225. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука. – 1979. – С. 139-162.

226. *О структурной* приуроченности эпицентров основных групп Крымских землетрясений / Л.С. Борисенко, Э.П. Тихоненков, Н.Н. Новик, И.И. Чебаненко // Геологический журнал. – 1983. – №6. – С. 64-69.

227. *Оценка* влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность: Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. / Отв. ред. О.В.Павлов. – М: Наука, 1988. – 223 с.

228. *Очаговые* параметры землетрясений Крыма 2013 г. / Б.Г. Пустовитенко, Е.А. Мержей, А.А. Пустовитенко, И.В. Калинюк // Сейсмологический бюллетень Украины за 2013 г. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2014. – С. 12–19.

229. Парфенов В.Д. Анализ напряженного состояния в ангидритовых тектонитах // ДАН СССР. – 1981. – Т. 260, №3. – С. 695-698.

230. *Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. – 1984. – №1. – С. 60-72.

231. *Парфенов В.Д., Жуковский С.Д.* Моделирование хрупкого разрушения // Геотектоника. – 1966. – №4. – С. 112-117.

232. *Парфенов В.Д., Кондратов В.А.* Особенности формирования сдвиговых нарушений Кармазара // Геотектоника. – 1966. – №1. – С. 68-79.

233. Парфенов В.Д., Парфенов С.И. К вопросу реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР. – 1980. – 251, № 4. – С. 938-941.

234. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Трегубенко В.И. Новый взгляд на современный орогенез Горного Крыма: механизм процесса // Геологический журнал. – 2003. – № 1. – С. 118-126.

235. Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Трофименко Г.Л. Проблемы тектоногеодинамической эволюции юго-западного форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. – Киев: Эмко, 2004. – 234 с.

236. Плахотный Л.Г., Бондаренко В.Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма // Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. – Киев: Наук. думка. – 1972. – С. 211-221.

237. Подводно-оползневая складчатость в таврической серии (Горный Крым) / Н.С. Фролова, А.В. Спиридонов, Х. Гуал Перес, О.В. Перепечина // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2014. – №6. – С. 82-85.

238. *Положение* верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма / В.С. Милеев, С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабашкин и др. // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1995. – Т. 70, вып. 1. – С. 22-31.

239. Поля суммарных хрупких тектонических деформаций Украины / В.А. Корчемагин, В.С. Емец, В.А. Дудник и др. // Сб. научн. труд. национального горного университета. – Днепропетровск. – 2003. – №17. – С. 547-557.

240. Попадюк И.В., Смирнов С.Е. Крымский ороген: покровная интерпретация // Геодинамика Крымско-Черноморского региона: Сб. материалов конф. – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 27–30.

241. Попадюк И.В., Смирнов С.Е. Проблема структуры Горного Крыма: традиционные представления и реальность // Геотектоника. – 1991. – № 6. – С. 44-56.

242. Попадюк И., Стовба С., Хрящевская О. Несколько комментариев к статье Е. Шеремет, М. Соссон, О. Гинтова, К. Мюллер, Т. Егоровой, А. Муровской «Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород» (Геофизический журнал, 2014, Т. 36. № 2, С. 35-56) // Геофизический журнал. – 2014. – Т. 36. № 4. – С. 149-151.

243. *Преображенский Н.А.* О тектоническом строении местности в районе г. Судака в Крыму // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – Т. XI (1), нов. серия. – М-Л.: Гос. техн.-теорет. издат. – 1933. – С. 78-84.

244. *Природа* сейсмических событий, зарегистрированных на западе Украинского щита в 2005-2007 г.г. / Ю.А. Андрущенко, В.В. Кутас, А.В. Кендзера и др. // Геофизический журнал. – 2010. – 32. – №2. – С. 64-74.

245. *Промежуточные* землетрясения зоны Вранча и скоростное строение мантии Восточной Европы / В.И. Старостенко, А.В. Кендзера, Т.А. Цветкова, И.В. Бугаенко // Геофизический журнал. – 2013. – Т. 35, №3. – С. 31-45.

246. Пронишин Р.С., Вербицкий С.Т., Стасюк А.Ф. Микулинецкое землетрясение 3 января 2002 года // Сейсмологический бюллетень Украины за 2002 год – Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика». – 2004. – С. 97-114.

247. *Пустовитенко А.А.* Каталог механизмов (Крым) // Землетрясения Северной Евразии в 1996 году. – М.: Наука, 2002. – С. 354.

248. *Пустовитенко А.А.* Каталог механизмов очагов (Крым) // Землетрясения Северной Евразии в 2005 году. – Обнинск: ГС РАН. – 2011. – СD.

249. *Пустовитенко А.А.* Крым (каталог механизмов очагов) // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. – Москва: ГС РАН. – 2007 – (на CD).

250. Пустовитенко А.А. Каталог механизмов очагов землетрясений Крыма за 2009 г.

// Землетрясения Северной Евразии в 2009 году. – М.: Наука. – 2015. – CD.

251. *Пустовитенко А.А.* Сейсмологические основы прогноза сейсмической опасности территории юга Украины: дис. ... канд. физ.-мат. наук: 04.00.22 / Пустовитенко Андрей Анатольевич. – Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины. – Киев, 2008. – 139 с.

252. *Пустовитенко Б.Г.* Блочно-иерархическая структура сейсмичности Черноморского региона // Труды Международной конференции «Мониторинг опасных геологических процессов». – Киев, 2003. – С. 27–28.

253. 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.

254. Пустовитенко Б.Г. Очаг ощутимого землетрясения в Крыму 5 июля 1984 года с *M_W*=4.3 // Учёные записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. – Т.3 (69), № 2. – 2017. – С. 207-217.

255. Пустовитенко Б.Г. Сейсмические процессы в Черноморском регионе и сейсмическая опасность Крыма: дис. ... докт. физ.-мат. наук: 04.00.22 / Пустовитенко Бэлла Гавриловна. – Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины. – Киев, 2003. – 387 с.

256. Пустовитенко Б.Г. Тектонические напряжения в земной коре Крымского региона по данным об очагах слабых землетрясений // Геофизический сборник АН УССР. – 1977. – Вып. 78. – С. 15-23.

257. Пустовитенко Б.Г. Уроки разрушительных крымских землетрясений 1927 года // Сборник материалов международной научной конференции «Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму)». – Симферополь: Институт геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет, 2007. – С. 3-5.

258. Пустовитенко Б.Г., Капитанова С.А. К вопросу об изучении современной геодинамики Черного моря по очаговым параметрам землетрясений // Геодинамика Крымско-Черноморского региона: Сб. материалов конф. – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 112–115.

259. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона. – Киев: Наук. думка, 1989.– 192 с.

260. *Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е.* Сейсмичность Черноморской впадины // Геофизический журнал. – 1991. – Т.13, № 1. – С. 14–19.

261. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А. Новые карты общего сейсмического районирования территории Украины. Особенности модели долговременной сейсмической опасности // Геофизический журнал. – 2006. – Т. 28, №3. – С. 54-77.

262. Пустовитенко Б.Г., Мержей Е.А., Пустовитенко А.А., Калинюк И.В. Очаговые

параметры землетрясений Крыма 20013 г. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2013 г. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2014. – С. 12-21.

263. Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.А., Капитанова С.А. Процессы в очаговой зоне Криворожского землетрясения 25 декабря 2007 г. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2007 год – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2009. – С. 17-22.

264. Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.А, Капитанова С.А. Экспериментальные данные о процессах в очагах черноморских землетрясений // Сейсмологический бюллетень Украины за 2005 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2007.– С. 152-163.

265. Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.А. Мержей Е.А. Процессы в очаговой зоне Криворожского-III землетрясения 23 июня 2013 г. (Украина) // Сейсмологический бюллетень Украины за 2013 г. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2014. – С. 54-60.

266. Пустовитенко Б.Г., Скляр А.М., Кульчицкий В.Е. Оценка сейсмической опасности каскада Днепровских ГЭС // Материалы восьмой международной конференции «Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон». – Карелия. Петрозаводск, 2002. – С.195-196.

267. *Пустовитенко Б.Г., Эреджепов* Э.Э. Очаговые параметры землетрясений Крымско-Черноморского региона 2016 года // Учёные записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. – Т.3 (69), № 4. – 2017. – С. 51-69.

268. Пчелинцев В.Ф. Киммериды Крыма. – М.-Л.: «Наука». 1966. – 126 с.

269. *Разломообразование* в литосфере. Зоны сдвига / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. – Новосибирск: Наука (СО), 1991. – 262 с.

270. *Разломы* и горизонтальные движения земной коры // Тр. ГИН АН СССР. – Вып. 80. – 1963. – М.: Наука. – 312 с.

271. *Ранние* стадии развития Черного моря по сейсмическим данным / В.Г. Казьмин, А.А. Шрейдер, И. Финетти, и др. // Геотектоника. – 2000. – №1. – С. 45–60.

272. *Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизьюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука. – 1987. – С. 171-181.

273. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР – М.: Наука. – 1977. – С. 95-112.

274. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. – М.: Наука, 1980. – С. 145-200.

275. Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической

деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии – М.: Наука. – 1985. – С. 118-127.

276. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. – М.: Изд-во МГУ. – 1973. – С. 57-107.

277. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизьюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. – М.: ГИН АН СССР. – 1987. – С. 173-235.

278. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур. В кн.: Структурные парагенезы и их ансамбли – М.: ГЕОС. – 1997. – С. 136-140.

279. *Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 267, №4. – С. 904-909.

280. *Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. – 1999. – Т. 365, № 3. – С. 392-395.

281. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурнокинематическим характеристикам трещин: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. – М.: ОИФЗ. – 2003. – 54 с.

282. *Ребецкий Ю.Л*. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М., 1987. – С. 41-56.

283. *Ребецкий Ю.Л*. Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1988. – №9. – С. 29-35.

284. *Ребецкий Ю.Л.* Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических дислокаций // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. – 2002. – С. 227-243.

285. *Ребецкий Ю.Л*. Об одном до сих пор неучтенном внутреннем источнике энергии тектонических процессов // Геодинаміка. Науков. журнал. – №2(15) – 2013. – С. 298-300.

286. *Ребецкий Ю.Л*. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данням о разрывных смещениях // Геофизический журнал. – 2005. – Т. 27, № 1. – С. 20-38.

287. *Ребецкий Ю.Л*. Тектонические напряжения и прочность горных массивов – М.: Академкнига. – 2007. – 406 с.

288. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. – М.: ГЕОС. – 2017. – 234 с.

289. *Результаты* детальных геолого-структурных исследований для уточнения сейсмической опасности Днепровской ГЭС / Ю.М. Вольфман, А.М. Скляр, В.А. Королев и др. // Строительство и техногенная безопасность: Сб. науч. трудов Национальной академии природоохранного и курортного строительства. – Вып. 35. – Симферополь, 2011. – С. 66-74.

290. *Рекомендации* по изучению разрывных и складчатых тектонических структур для сейсмического микрорайонирования. – М., ПНИИИС. – 1980.- 31 с.

291. *Рекомендации* по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства / Под ред. С.А. Федорова. – М: Госстрой СССР, 1985. – 136 с.

292. *Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. – М.: Наука. – 1965. – С. 56-63.

293. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. – М.: Наука. – 1985. – 408 с.

294. *Ризниченко Ю.В.* Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР, Физика Земли. – 1977. – №10. – С. 34-47.

295. Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. – Кишинев, «Штиинца». – 1976. – 118 с.

296. *Рингвуд А.Э., Грин Д.Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы // Петрология верхней мантии. – М.: Мир. – 1968. – С.78-118.

297. Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. – М.: ИФЗ РАН, 2012. – 340 с.

298. *Рогожников В.Д.* Дислокации Сарыбашского гребня в равнинном Крыму // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С.77-80.

299. *Ружич В.В., Рязанов Г.В.* О зеркалах скольжения и механизме их образования // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. - Новосибирск. –1977. – С. 105–108.

300. *Сафронов О.Н.* Оценка возможности возникновения возбужденной сейсмичности, связанной с заполнением и эксплуатацией водохранилищ каскада Днепровских ГЭС каскада // Тез. докл. Ш междунар. науч. конф. «Геофизический мониторинг опасных геологических процесссов и экологического состояния окружаюшей среды». – Киев, 2002. – С. 34-36.

301. Сафронов О.Н. Сейсмотектонические условия районов размещения ГЭС Днепровского каскада // Тез. докл. III междунар. науч. конф. «Геофизический мониторинг опасных геологических процесссов и экологического состояния окружаюшей среды». – Киев,

2002. – C. 32-34.

302. *Свидлова В.А.* Подробные данные о землетрясении в Луганской области Украины за 2004 год // Сейсмологический бюллетень Украины за 2004 год – Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика». – 2006. – С. 35-36.

303. *Свод* правил СП 14.13330.2018 «Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7–81*». – М.: Стандартинформ. – 2018. – 117 с.

304. Сейсмическая опасность юго-западной части Украины / Б.Г. Пустовитенко, В.Е. Кульчицкий, Ю.М. Вольфман и др. // Строительные конструкции: Межнарод. науч.-технич. сборник. – Вып.60. – «Строительство в сейсмическихх районах Украины». – Киев, НИИСК, 2004. – С. 114-119.

305. *Сейсмические* наблюдения в Молдове в 2012 году / Н.Я. Степаненко, И.И. Илиеш, Н.А. Симонова, И.В. Алексеев // Сейсмологический бюллетень Украины за 2012 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2013. – С. 30-34.

306. *Сейсмический* режим области Вранча в Карпатах за период 1991–2001 гг. / А.В. Друмя, Н.Я. Степаненко, И.И. Илиеш и др. // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. Обнинск: ГС РАН. – 2008. – С. 73–77.

307. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) / Н.А. Сычева, С.Л. Юнга, Л.М. Богомолов, В.А. Мухамадеева. – Физика Земли. – 2005. –№11. – С. 62-78.

308. *Семененко В.Н.* Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. – Киев: Наук. думка, 1987. – 232 с.

309. *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. – Новосиб.: Изд. СО РАН филиал Гео. – 2003. – 242 с.

310. Семинский К.Ж. Картирование разломно-блоковой структуры земной коры на современном этапе развития тектонофизики // Геофизический журнал. – 2005. – Т. 27, № 1. – С. 85-96.

311. *Семинский К.Ж.* Общие закономерности динамики структурообразования в крупных сдвиговых зонах // Геология и геофизика. – 1990. – № 4. – С. 14-23.

312. Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. – 1994. – № 9. – С. 112-130.

313. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. – М.: Наука. – 2000.
 – С. 326-350.

314. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1991. – № 10. – С. 3-22.

315. *Сим Л.А.* Определение регионального поля напряжений по данным о локальных полях напряжений на отдельных участках // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. – 1982. – № 4. – С. 35-40.

316. *Сим Л.А.* Применение полевых методов реконструкции тектонических напряжений по данным о разрывах для решения теоретических и практических задач // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М-лы Второй молодежной тектонофиз. школы-семинара 17-21 окт. 2011г., ИФЗ РАН, г. Москва. – М.: ИФЗ РАН. – 2011. – Т. 2, Лекции. – С. 156-171.

317. *Сим Л.А.* Реконструкция направления действия главных напряжений в долине р. Косью (Западный Тиман) методом кинематического анализа трещинных струкутр // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука. – 1979. – С. 52-59.

318. *Сим Л.А., Маринин А.В.* Методы полевой тектонофизики по определению палеонапряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. – М.: ИФЗ. – 2015. – Т. 2. – С. 47-76.

319. *Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.Н.* Тектонические наряжения северных частей Урала // Геофизический журнал. – Т. 27, № 1. – 2005. – С. 110-120.

320. Скляр А.М., Князева В.С. Макросейсмические данные Криворожского землетрясения 14 января 2011 г. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2011 год – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2012 – С. 59-61.

321. Скляр А.М., Князева В.С., Королев В.А. Макросейсмический эффект землетрясений 26 июня и 11 сентября 1927 года в Крыму // Сейсмологический бюллетень Украины за 1998 год – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2000. – С. 90-119.

322. Скляр А.М., Князева В.С., Останин А.М. Макросейсмический эффект Криворожского землетрясения 25 декабря 2007 г. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2007 год.– Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика», –2009. – С.14–16.

323. *Смирнов М.В.* Каталог землетрясений в Крыму. – Симферополь: Общество по изучению Крыма, 1931. – 48 с.

324. *Смирнов С.Е., Попадюк И.В.* Проблема возраста таврической серии Крыма // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 31-34.

325. *Современные* коллизионные процессы на северной окраине Черного моря/ В.С. Гобаренко, А.В. Муровская, Т.П. Егорова, Е.Е. Шеремет // Геотектоника. – 2016. – №4. – С. 68-87.

326. *Соколов В.Д.* О некоторых результатах детальных геологических исследований в Крыму // Вестник Геологического комитета. – Л:, 1925. – Т. 44, №3. – С. 1-4;

327. *Соллогуб В.Б.* Земная кора Украины // Геофизич. журн. – 1982. – Вып. 5, №4. – С. 3-25.

328. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – К.: Наукова думка. – 1986. – 184 с.

З29. Соллогуб В.Б. Особенности структуры литосферы Украины // Докл. АН УССР.
 Сер. Б. – 1986. – №1. – С. 25-29.

330. Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В. Тектоника Одесско-Джанкойской рифтовой зоны // Докл. АН УССР. – 1982. – №10. – С. 23-35.

331. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Принципиальные черты строения литосферы Украины // Геофизический журнал. – 1985. – Вып. 7, №6.– С. 42-54.

332. Степаненко Н.Я., Алексеев И.В., Симонова Н.А. Механизмы очагов землетрясений области Вранча, происшедших после событий 30, 31 мая 1990 года // Buletinul Instituiului de Geofizica si Geologie al Academiei de Științe a Moldovei. – 2005. – №1. – С. 27–34.

333. Степаненко Н.Я., Карданец В.Ю., Симонова Н.А. Особенности сейсмического процесса в Карпатском регионе в 2013 году // Сейсмологический бюллетень Украины за 2013 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2014. – С. 30-35.

334. Степаненко Н.Я., Карданец В.Ю., Симонова Н.А. Особенности сейсмического процесса в Карпатском регионе в 2014 году // Ученые записки Таврического национального Университета им. В.И. Вернадского. Специальный выпуск. Серия «География». – 2014. –Том 27 (66), №4. – С. 152–168.

335. Степаненко Н. Я., Карданец В. Ю. Сопоставление региональных определений механизмов очагов Карпатских землетрясений с решениями тензора момента центроида // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. Серия «География. Геология». – 2016. – Том 2 (68), №4. – С. 220–248.

336. Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Карданец В.Ю. Пространственные вариации осей главных напряжений в очагах землетрясений области Вранча // Сейсмологический бюллетень Украины за 2012 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2013. – С. 46-56.

337. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. – М.: Недра, 1977. – 144 с.

338. *Строение* и эволюция Горного Крыма / В.С. Милеев, С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабашкин, И.В. Шалимов // Очерки геологии Крыма. – М.: Изд. Моск. ун-та. – 1997. – С. 187-206.

339. *Строение* литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геологогеофизических данных / В.Б.Соллогуб, А.В.Чекунов, В.И.Старостенко и др. // Геофизический журнал. – 1985. – Вып. 7, №4. – С. 3-18.

340. *Строение* литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии / Т.П. Егорова, В.С. Гобаренко, Т.Б. Яновская, Е.П. Баранова // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34, №5. – С. 38-59.

341. *Структура* земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Под ред. В. Б. Соллогуба, А. Гутерха, Д. Просена. – Киев: Наук. думка, 1978. – 271 с.

342. *Структурные* и тектонофизические аспекты решения некоторых спорных вопросов геодинамики Горного Крыма / Ю.М. Вольфман, О.Б. Гинтов, Е.Я. Колесникова и др. // Геофизический журнал. – 2006. – Т. 28, №2. – С. 23-38.

343. *Ступка О.С.* О магматизме Равнинного Крыма // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1969. – Вып. 21. – С. 17-24.

344. *Сычева Н.А., Сычев В.Н.* Фокальные механизмы очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня по данным сети КNET. – Вестник КРСУ. – 2015. – Т. 15, №3. – С. 139-143

345. *Тектоника* и геодинамическая эволюция Горного Крыма / В.С. Милеев, Е.Ю. Барабашкин, С.Б. Розанов, М.А. Рогов // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2009. – Т. 84, вып. 3. – С. 3-22.

346. *Тектоника* и история развития северо-западного шельфа Черного моря / Ю.Г. Моргунов, А.В. Калинин, В.В. Калинин и др. – М.: Наука, 1981. – 244 с.

347. *Тектоника* Украины / Под ред. С.С.Круглова, А.К.Цыпко. – М.: Недра, 1988. – 254 с.

348. *Тектоническая* история Черноморского бассейна / А.М. Никишин, М.В. Коротаев, С.Н. Болотов, А.В. Ершов // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2001. – Т. 76, вып. 3. – С. 3-17.

349. *Тектоническая* карта Украины масштаба 1:1000 000 / Гл. ред. Д.С. Гурский, С.С. Круглов // Мин-во охраны окружающей природной среды Украины. Гос. геол. служба Украины. Украинский гос. геологоразведочный ин-т (УкрГГРИ). – Киев, УкрГГРИ, 2007.

350. *Тектоническая* карта Украины. Масштаб 1:1000 000. Пояснительная записка. Ч.1. / Гл. ред. Д.С. Гурский, С.С. Круглов // Мин-во охраны окружающей природной среды Украины. Гос. геол. служба Украины. Украинский гос. геологоразведочный ин-т (УкрГГРИ). – Киев, УкрГГРИ, 2007. – 96 с

351. *Тектоническая* карта юга Украины с позиций актуалистической геодтнамики / М.Е. Герасимов, Г.К. Бондарчук, А.А.Скорик и др. (укр.) // Геодинамика, сейсмичность и

нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона: Сб. докл. на VI Международной конференции «Крым-2005». – Симферополь: Доля, 2006. – С. 11-40.

352. *Тектоническая* позиция и очаговые параметры Корякского (Хаилинского) землетрясения 8 марта 1991 г. в контексте проблемы существования современной плиты Берингии /А.В. Ландер, Б.Г. Букчин, Д.В. Дрознин, А.В. Кирюшин // Математическое моделирование сейсмотектонических процессов в литосфере, ориентированное на проблему прогноза землетрясений. Вып. 1. – М., 1993. – С. 74-88.

353. *Тектонические* разрывы на участках сейсмического микрорайонирования. – М:, Наука. – 1982. – 133 с.

354. *Тектонический* стресс-мониторинг и поля напряжений Причерноморского региона / О.И. Гущенко, Н.Ю. Гущенко, А.О. Мострюков и др. // Науч. труды Донецкого нац. технического ун-та. Серия горно-геологическая. – 2001. – Вып. 32. – С. 104-117.

355. *Тектонофизическая* интерпретация механизмов очагов землетрясений системы Загрос / Ю.М. Вольфман, О.Б. Гинтов, Е.Я. Колесникова, А.В. Муровская // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – 5(1). – С. 305-319. (Y.M. Volfman, O.B. Gintov, E.Ya. Kolesnikova, A.V. Murovskaya. Tectonophysical interpretation of earthquake focal mechanisms of the Zagros system // Geodynamics & Tectonophysics. – 2014. – 5(1). – Р. 305-319).

356. *Тектонофизические* исследования верхнемезозойской динамики Горного Крыма (в связи с региональными палеогеодинамическими реконструкциями). 1. / Л.С. Борисенко, О.Б. Гинтов, М.А. Китин, А.В. Муровская // Геофизический журнал. – 1998. – Т. 20, № 4. – С. 32-39.

357. *Тектонофизические* исследования верхнемезозойской динамики Горного Крыма (в связи с региональными палеогеодинамическими реконструкциями). 2. / Л.С. Борисенко, О.Б. Гинтов, М.А. Китин, А.В. Муровская // Геофизический журнал. – 1998. – Т. 20, № 5. – С. 71-77.

358. *Тихоненков Э.П.* Основные черты геодинамики Крымского сейсмоактивного региона // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 35-41.

359. *Ткаченко Г.Г., Пазюк Л.И., Самсонов А.И*. Геология острова Змеиный (Черное море) // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. – Киев: Издво Киев. ун-та, 1969. – Вып. 3. – С. 3-7.

360. *Толковый* словарь английских геологических терминов. В 3-х томах / Под ред. М.Гери, Р.Мак-Афи мл., К.Вульфа. Пер. с английского под ред. Л.П. Зоненшайна. – Т.1. – М.: Мир, 1977. – 587 с.

361. *Фарфуляк Л.В.* Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5 // Геофизический журнал. – 2015. – Т. 37, № 6. – С. 64–85.

362. *Фациальные* особенности и перспективы нефтегазоносности меловых отложений юга Украины / В.А. Григорьева, А.Е. Каменецкий, М.И. Павлюк и др. – Киев: Наукова думка, 1981. – 140 с.

363. *Фирсов Л.В.* Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса. – Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1963. – №4.– С.24-34.

364. *Фролов В.Т.* О модных интерпретациях геологической истории Крыма // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1998. – Т. 73, вып. 6. – С. 13–24.

365. *Хаин В.Е.* Учение о геологических формациях на современном этапе // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1980. – №11. – С. 5-18.

366. *Характер* разломообразования в консолидированной коре и моделирование зон скалывания / С.И. Шерман, О.Б. Гинтов, С.А. Борняков и др. // Геофизический журнал. – 1988. – Т. 10, № 1. – С. 13-21.

367. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. – М.: Наука, 1967. – 404 с.

368. *Хрящевская О.И., Стовба С.Н., Стифенсон Р.А.* Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мелу-неогене // Геофизический журнал. – 2007. – Т. 29, №5. – С. 28-49.

369. *Цейслер В.М.* Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. – М.: Наука, 1977. – 152 с.

370. *Чекунов А.В.* Проблемы геологии Черноморской впадины // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. – М.: Наука, 1989. – С. 145-160.

371. *Чекунов А.В.* Проблемы Черноморской впадины // Геофиз. журн. – 1987. – Т. 9, № 4. – С. 3-23.

372. *Чекунов А.В.* Сейсмоактивный район Вранча – тектонический аспект // Докл. АН УРСР, сер. Б. – 1986. – №5. – С. 21-26.

373. *Чекунов А.В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. – Киев: Наукова думка, 1972. – 176 с.

374. *Чекунов А.В.* Тектоническая модель сейсмоактивного района Вранча в Карпатах // Геологический журнал. – 1987. – № 4. – С. 3–11.

375. *Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. – К.: Наук. думка, 1976. – 164 с.

376. *Чекунов А.В., Соллогуб В.Б.* Стратегия геофизических исследований на Украине // Геофизический журнал. – 1985. – Т. 7, №6. – С. 22-42.

377. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф – М.: Недра. – 1981. – С. 232.

378. Шерман С.И. Активизаия разломов // Структурные элементы земной коры и их эволюция. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 115-118.

379. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. – 1977. – 102 с.

380. Шерман С.И., Борияков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). – Новосибирск: СО Наука, 1983. – 112 с.

381. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. – Новосибирск: Наука (СО), 1989. – 158 с.

382. Широкова Е.И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса // Физика Земли. – 1967. – № 16. – С. 22-36.

383. *Шкала* геологического времени. Пер. с англ. / У.Б. Харленд, А.В. Кокс, П.Г. Ллевеллин и др. – М.: Мир, 1985. – 140 с.

384. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты: Автореф. дис. ... д-ра геолог. наук: 04.00.08 / Шнюкова Евгения Евгеньевна. – Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины. – Киев, 2013. – 42 с.

385. *Щукин Ю.К., Добрев Т.Д.* Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. – Москва: Наука, 1980. – С. 7-40.

386. Эволюция Тетиса / Л.П. Зоненшайн, Ж. Деркур, В.Г. Казьмин и др. // История океана Тетис. – М.: Изд-во Ин-та океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1987. – С. 104-115.

387. Эндогенные опасности Большого Кавказа / Е.А. Рогожин, А.Н. Овсюченко, А.И. Лутиков и др. – М.: ИФЗ РАН, 2014. – 256 с.

388. *Юдин В.В.* Геодинамика Крыма. – Симферополь: Нац. академия природоохранного и курортного строительства, УкрГГРИ, ДИАЙПИ, 2011. – 336 с.

389. *Юдин В.В.* Геодинамика Крыма и последствия землетрясений // Геодинамические исследования в Украине. – К.: Изд. Ин-та геофизики НАНУ, 1995. – С. 36-44.

390. *Юдин В.В.* Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. – Киев: Укр. гос. геол.-развед. ин-т (УкрГГРИ), 2008. – 117 с.

391. *Юдин В.В.* Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики /Приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику «Вопросы развития Крыма». – Симферополь, 2001. – 47 с.
392. Юдин В.В. Геология Крыма. Фотоатлас. – Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2017. –
 160 с.

393. *Юдин В.В.* Гераклейская антиклиналь Юго-Западного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. Тез. докл. IV международн. конф. «Крым-2002». – Симферополь, 2002. – С. 212-213.

394. *Юдин В.В.* Грязевой вулканизм в Горном Крыму // Докл. РАН. – 1995г. – Т.341, №3. – С. 395-398.

395. *Юдин В.В.* Крым и Сахалин: геодинамические аналоги и прогноз сейсмичности // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 12-15.

396. *Юдин В.В.* Микститы Горного Крыма // Докл. РАН. – 1998. – Т.363, №5. – С. 666-669.

397. *Юдин В.В.* Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий // Геологический журнал. – 1996. – №3-4. – С. 115-119.

398. *Юдин В.В.* Структурно-геодинамическая модель Крыма // Проблемы сейсмобезопасности Крыма. – Севастополь: Крым. отд. НАНУ, 1995. – С. 45-50.

399. Юдин В.В. Решение проблем геологии Горного Крыма // Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин. Тез. 2-й Международной конференции. – Симферополь, 2000. – С. 250-253.

400. *Юдин В.В., Аркадьев В.В., Юровский Ю.Г.* «Революция» в геологии Крыма // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. – 2015. – Вып. 2. – С. 25-37.

401. *Юдин В.В., Герасимов М.Е.* Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 16-23.

402. *Юдин В.В., Герасимов М.Е.* Критика тектонических концепций Крыма // Сб. материалов конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». – Симферополь: Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет. – 1997. – С. 4-11.

403. *Юдин В.В., Юровский Ю.Г.* Неогеодинамика Крымско-Черноморского региона // Строительство и техногенная безопасность. Сб. науч. трудов. – Симферополь, Нац. академия природоохранного и курортного строительства, 2011. – С. 50-56.

404. *Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. – М.: Наука. – 1990. – 190 с.

405. *Юнга С.Л.* Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. – 1996. – № 12. – С. 37-58.

406. Active Faults in the Kerch Peninsula: New Results / A.N. Ovsyuchenko, R.N. Vakarchuk, A.M. Korzhenkov, A.S. Larkov, A.I. Sysolin, E.A. Rogozhin, A.V. Marakhanov // Doklady Earth Sciences. – Maik Nauka/Interperiodica Publishing (Russian Federation). – Vol. 488, No2. – P. 1152-1156.

407. *Age* and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea / J.-C. Hippolytea, A. Murovskaya, Y. Volfman et al. // Marine and Petroleum Geology, 93 (2018) – P. 298–314.

408. *Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D.* Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. – Cambridge, England: Cambridge University Press, 2012. – 289 p.

409. Alptekin O., Nabelek J., Toksoz M. Sourse mechanism of the Bartin earthquake of September 3, 1968 in northwest Turkey: evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin // Tectonophysics. – 1986. – N 122. – P. 73-78.

410. Alsop G.L., Marco S. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin // J. Struct. Geol. – 2011. – Vol. 33. – P. 433-457.

411. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Trans. Edinburgh, Geol. 1951. Sec (8). P. 387-402.

412. *Angelier J.* Fault slip analysis and paleostress reconstruction / Hancock P.L. (ed). // Continental Deformation. – 1997. – Pergamon Press. – P. 53-100.

413. Angelier J. From orientation to magnitude in paleostress determinations basing fault slip data // J. Struct. Geol. – 1989. – Vol. 11, № 1/2. – P. 37-49.

414. Angelier J. Sur un apport de'informatique a L'analyse structurale; Exemple de la tectonique cassante // Revue de Geogr. Phys. Et de Geol. Dyn. – 1975. – V. XVII. Fasc. 2. – P. 137-146.

415. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data selts // J. Geophys. Res. – 1984. – № 89,
B7. – P. 5835-5848.

416. Angelier J., Mechler P. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits // Bul. Soc. Geol. France. – 1977. – V. XIX, N 6. – P. 1309-1318.

417. An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin):
Evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression / Ye. Sheremet, M. Sosson, G. Ratzov et al.
// Tectonophysics. - 2016. - 688. - P. 84-100.

418. *Arthaud F*. Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allogement et intermediare d'une population de failles // Bul. Soc. geol. Fr. – 1969. – V. 7, XI. – P. 729-737.

419. Artemieva I. M., Thybo H. A seismic model for Moho and crustal structure in Europe,

Greenland and the North Atlantic region. – Tectonophysics. – 2013. – Vol. 609, №97. – P. 97-153.

420. *Attached* or not attached evidence from crustal stress observations for a week coupling of the Vrancea slab in Romania / D. Muller, O. Heidbach , M. Negut et al. // Tectonophysics. – 2010. – 482. – P. 139-149.

421. *Banks C.J.* Basins and thrustbelts of the Balkan coast and the Black Sea // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Robinson, A.G. (ed). – American Association of Petroleum Geologists Memoir. – 1997. – 68. – P. 115-128.

422. *Banks C.J., Robinson A.G.* Mesozoic strike-slip backarc basins of the Western Black Sea // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Robinson, A.G. (ed). – American Association of Petroleum Geologists Memoir. – 1997. – 68. – P. 53-62.

423. *Batdorf S., Budiansky B.* A mathematical theory of plasticity based on the concept of slip // Natl. Edv. Com. Aeron.: Tech. Notes. – 1949. – P. 134-155.

424. Becker G.F. Finite homogeneous strain flow and rupture of rocks // Bull. Geol. Soc. Ameica. – 1893. – V. 4.

425. *Becker H.* Die Beziehungen zwischen Felsengebirge und Grossen Becken in westlichen Nordamerica // Zeitschrift der deuschen geologischer Gesellschaft. – 1934. – V. 86. – P. 115-120.

426. *Belt E.S.* Post-Acadian rifts and related facies, Eastern Canada // Studies in Appalachian Geology. – Northen and Maritime: New-York, Intersciences, 1968. – P. 95-113.

427. *Bott M.H.P.* The mechanics of oblique clip faulting // Geol. Mag. – 1959. – V. 96. – P. 109-117.

428. Brune J. Seismic moment, seismicity and rate slip along major fault zones // J. Geophys.
Res. – 1968. – V. 73, N 2. – P. 777-784.

429. *Burchfiel B.C., Stewart J.H.* "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California // Geol. Soc. Am. Bull. – 1966. – V. 77. – P. 439-442.

430. *Carey E., Bruneier B.* Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une populaton de failles // C.R. Acad. Sci. Paris. D. – 1974. – V.279. – P. 891-894.

431. *Carey-Gailhardis E., Mercier J.L.* A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru // Earth and Plan. Sci. Let. – 1987. – V. 82. – P. 165-179.

432. *Cenozoic* evolution of the eastern Black Sea: a test of depthdependent stretching models
/ D.J. Shillington, N. White, T.A. Minshull et al. // Earth and Planetary Science Letters. – 2008. – 265.
– P. 360-378.

433. *Chalot-Prat F., Girbacea R.* Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-

Quaternary evolution of the southern East Carpathians, Romania // Tectonophysics. – 2000. – 327. – P. 83-107.

434. *Cloos H*. Zur experimentellen Tektonik. Methodik und Beischpiele. Naturwissenschaften, Jahrg. – 1930. – 18, H. 34. – P. 741-747.

435. *Crustal* constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental delamination / J.H. Knapp, C.C. Knapp, V.Raileanu et al. // Tectonophysics. – 2005. – 410. – P. 311-323. doi:10.1016/j.tecto.2005.02.020.

436. *Debacker T.N., Dumon M., Matthys A.* Interpreting fold and fault geometries from within the lateral to oblique parts of slumps: A case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt // J. Struct. Geol. – 2009. – V. 31. – P. 1525-1539.

437. *Delamination* or slab detachment beneath Vrancea. New arguments from local earthquake tomography / I. Koulakov, B. Zaharia, B. Enescu et al. // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2010. – V. 11, №3. – P. 1024-1029. Q03002. doi: 10.1029/g///c002811.

438. Development of pull-apart basins / P. Mann, M.R. Hempton, D.C. Bradley, K. Burke //
J. of Geology. - V. 91. - 1982. - P. 529-554.

439. *Devlaux D*. The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones // Abstract supplement № 1 to Terra Nova. – 1993. – V. 5. – 216. – P. 75-100.

440. *Destructive* Crimean Earthquake in the Second Half of the 15th Century / D.A. Moisieiev, A.M. Korzhenkov, A.N. Ovsyuchenko, A.S. Larkov // Seismic Instruments. – V. 55, №6. – P. 37-53.

441. *DOBRE-2:* integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea–Crimea–Black Sea area) / Starostenko V.I., Omelchenko V.D., Yegorova T.P. et al. // 12th International Symposium on Deep Seismic Profiling of Continents and their Margins. Abstr. – Hayama, Japan, 2006. – P. 108.

442. *EUROBRIDGE:* New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton / S. Bogdanova, R. Gorbatschev, M. Grad et al. // European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. – Lond.: Spec. Publ., 2006 – P. 599-624.

443. *Geodynamics*, tomographic images and seismicity of the Vrancea region (SE-Carpathians, Romania) / F. Wenzel, B. Sperner, F. Lorenz, V. Mocanu // EGU Stephan Mueller Special Publication Series. – 2002. – 3. – P. 95-104.

444. *Geological* structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile / G. Sydorenko, R. Stephenson, T. Yegorova et al. // In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson et al. (eds) Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform, Geological Society, London, Special Publicatons, 2017. –

428. – P. 307–321.

445. *Geophysical* study of the Black Sea area / I. Finetti, G. Bricchi, A. Del Ben et al. // Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 1988. – 30. – P. 197-324.

446. *Geophysical* study of the Black Sea / Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A. et al. // Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 1998. – XXX/811-711. – P. 423-791.

447. *Gephart J.W., Forsyth D.W.* An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geophys. Res. – 1984. – V. 89, NB 11. – P. 9305-9320.

448. *Girbacea R., Frisch W.* Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat // Geology. – 1998. – 26. – P. 611-614.

449. *Golonka J.* Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // Tectonophysics. – 2004. – 381. – P. 235-273.

450. *Grad M., Tiira T. and ESC Working Group*. The Moho depth map of the European Plate // Geophys. J. Int. – 2008. – 176. – P. 279-292.

451. *Hardebeck J.L., Hauksson E.* Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. – 2001. – V. 106, N B10. – P. 21859-21882.

452. *Hung Q., Angelier J.* Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing paleostress axes // Geopys. J. – 1989. – $N_{2}96.$ – P. 139-149.

453. *Integrated* seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea–Crimea–Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect / V. Starostenko, T. Janik, R. Stephenson et al. // The 15th Intrnational Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins. Programme and Abstracts. – Beijing, China, 2012. – P. 85.

454. *Inversion* field data in fault tectonics to obtain the regional stress - I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor / J. Angelier, A. Tarantola, B. Valette, S. Manoussis // Geophys. J. Res. astr. Soc. – 1982. – V. 69. – P. 607-621.

455. *Jackson J.A., Fitch T.J., McKenzie D.* Active thrusting and the evolution of the Zagros Fold Belt. / McClay K.R., Price N.J. (eds.). Thrust and nappe tectonics // Geol. Soc. of London Spec. Publ. – The Geological Society, London: 1981. - N = 9. - P. 371-380.

456. *Jackson J.A., Haines A.J., Hoot W.E.* The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran // Journ. Geophys. Res. – 1995. – V. 100. – P. 15205-15219.

457. *Jackson J.A., McKenzie D.* The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors, and the Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle-East // Geophys. Journ. – 1988. – Vol. 93. – P. 45-73.

458. *Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R.* Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northen margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis // Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform / Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R.A. et al. (eds.). – Geological Society, London: Special Publications. – 2010. – V. 340. – P. 137-157.

459. *Khriachtchevskaia O., Stovba S., Popadyuk I.* Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine // The Leading Edge (September). – 2009. – P. 1024-1029.

460. *Lajoie J.* Slump fold axes orientations: an indication of paleoslope // J. Sediment. Petrol. − 1972. − V. 42. − P. 584-586.

461. *Landes M*. et al. 3-D upper crustal tomographic structure across the Vrancea seismic zone, Romania / M. Landes, W. Fielitz, F. Hauser et al. // Tectonophysics. – 2004. – 382. – P. 85-102. doi:10.1016/j.tecto.2003.11.013.

462. *Late* Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform / A.M. Nikishin, P. Ziegler, S. Bolotov, Fokin P. // Turkish J. Earth Sc. – 2011. – 20. – P. 571-634.

463. *Late Palaeozoic* to Mesozoic evolution of the Western Tethyan realm: the Neothethys-East Mediterranean basin connection / G.M. Stampfli, J. Mosar, P. Favre et al. // Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. (eds). Peri-Tethys Memoir 6. PeriTethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins. – Memoires du Musee National d'Histoire Naturelle, 186. – 2001. – P. 51-108.

464. *Linser H.-G.* Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania // Geology. – 1996. – 24(2). – P.167-170.

465. *Lisle R*. Principal stress orientation from faults: an additional constrain // Ann. Tectonicae. – 1987. – №1. – P. 155-158.

466. *Lisle R.* New method of estimating regional stress orientations: application to focal mechanism data of recent British earthquakes // Geoph. J. Int. – 1992. – V.110. – P. 276-282.

467. *Lotze F.* Zur Methodik der Forschungen uber saxonische Tektonik // Geotektonische Forschungen. – 1936. – V.1. – P. 6-27.

468. *Lyngsie S.B., Thybo H., Lang R.* Rifting and lower crustal reflectivity: a case study of the intracratonic Dniepr-Donets rift zone, Ukraine // J. geophys. – 2007. – 112. – P. 1-27. – B12402, doi:12410.11029/12006JB004795.

469. *Martin M., Ritter J.R.R., the CALIXTO Working Group.* High resolution teleseismic body wave tomography beneath SE Romania, I. Implication for three-dimensional versus one-dimensional crustal correction strategies with a new crustal velocity model // Geophys. J. Int. – 2005. – 162. – P. 448-460. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02661.x.

470. *Martin M., Wenzel F., the CALIXTO Working Group.* High resolution teleseismic body wave tomography beneath SE Romania, II. Imaging of a slab detachment scenario // Geophys. J. Int. – 2006. – 164. – P. 579-595. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02884.x.

471. *Mc. Kensie, Dan P. Dan.* The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses // Bull. Seism. Soc. Amer. – 1969. – V. 59, №2. – P. 591-602.

472. *Mesozoic* and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain / A.M. Nikishin, P.A. Ziegler, D.I. Panov, et al. // Peri-Tethys Memoir 6. Peri Tethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins. – Memoires du Musee National d'Histoire Naturelle, 2001. – V. 186. – P. 296-346.

473. *Morosanu I.* Romanian Continental Plateau of the Black Sea // Oscar Print, București: 2007. – 176 p.

474. *Neotectonic* southeast Carpathian foreland deformation and genetic association with the Vrancea Seismogenic Zone / D.M. Mucuta, C.C. Knapp, J.H. Knapp et al. // EOS Trans. AGU. – 2005. – 86(52). – T51C-1358.

475. *Nikishin A.M.* Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // Peri-Tethys Memoir 6. Peri Tethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins. – Memoires du Musee National d'Histoire Naturelle, 2001. – V. 186. – P. 296-346.

476. *Okay A., Nikishin A.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // Int. Geol. Rev. – 2015. – 57(5-8). – P. 1051-1076. doi: 10.1080/00206814.2015.1010609

477. *Okay A.I., Şengör A.M.C., Görür N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. – 1994. – 22. – P. 267-270.

478. *On Traces* of Strong Late Medieval Earthquakes at the Uzbek Madrasah–Mosque Complex, Staryi Krym, Crimea // A.M. Korzhenkov, D.A. Lomakin, A.N. Ovsyuchenko, A.S. Lar'kov, A.V. Marakhanov, E.A. Rogozhin / Izvestiya - Atmospheric and Oceanic Physics. – Pleiades Publishing, Ltd (Road Town, UK). – V. 54, № 7. – P. 1-19.

479. *Ortner H*. Styles of soft-sediment deformation on top of a growing fold systemin the Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria: Slumping versus tectonic deformation // Sediment. Geol. – 2007. – V. 196. – P. 99-118.

480. *Plate* boundary forces are not enough: second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database / O. Heidbach, J. Reinecker, M. Tingay et al. // Tectonics. -2007. - 26. - TC6014.

481. *Preliminary* study of Cretaceous normal faulting in Western Crimea / J.-C. Hippolite, A. Murovskaya, C. Muller et al. // Special Darius publication of final symposium. – 2014. – P. 66-67.

482. Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // Zbl. Mineralogie, Geol.

Und Palaentol. Abt. B. 30. – 1929. – S. 354-368.

483. *Relationships* between stress fields and deformation along a compressive strike -slip belt: Caucasus and Crimea (Russia and Ukraine) / J. Angelier, O. Goustchenko, Y. Rebetsky, A. Sainto, A. Ilyin, N. Vassiliev, S. Malutin // C.R. Acad. Sci. Paris. 1994. –Vol. 319. S. II. – P. 341-348.

484. *Saintot A., Angelier J., Chorowicz J.* Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing stadies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea // Tectonophysics. –1999. – Vol. 313. – P. 187-218.

485. *Scythian* Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cainozoic evolution tectonic and dynamics / A.M. Nikishin, S. Cloetingh, M.F. Brunet et al. // Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and evolution of Peri-Tethys Platforms. – Memoires du Musee National d'Histoire Naturelle, 1998. – P. 163-176.

486. *Seghedi A*. Paleozoic terrane accretion and Mesozoic evolution of the NW margin of the Black Sea // 2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Abstract Book. – Ankara, 2009. – P. 178-180.

487. Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania /
F. Hauser, V. Raileanu, W. Fielitz et al. // Tectonophysics. – 2007. – 430. – P. 1-25.

488. *Seismic* model of the crust and upper mantle in the Scythian platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and Crimean peninsula / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova et al. // Geophys. J. Int. – 201 (2015). – P. 406-428.

489. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton / V. Starostenko, T. Janik, K. Kolomiyets et al. // Tectonophysics. – 2013. – 608. – P. 1049-1072.

490. *Slab* break-off – abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania) / B. Sperner, F. Lorenz, K. Bonjer et al. // Terra Nova. – 2001. – №13. – P. 172-179.

491. *Stampfli G.M.* Tethyan oceans // Bozkurt E., Winchester J.A., Piper, J.D.A. (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. – Geological Society, London: 2000. Special Publications. – 173. – P. 1-23.

492. *Tchalenko J.S.* The influence of shear and consolidation on the microscopic structure of some clays. Ph. D. Thesis. Lond. Univ. – 1967.

493. *Tectonic* stress field of China inferred from a large number of small earthquake / Z. Xu,
W. Suyun, H. Yurui, G. Ajia // J. Geopys. Res. – 1992. – V. 97, N B8. – P. 11867-11878.

494. *Tertiary* tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighboring orogens: a new synthesis of paleostress data / Fodor L., Csontos L., Bada G. et al. // The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. – The Geological Society, London, 1999. – N_{2} . 156. – P.

295—334.

495. *The Black* Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill / A. Nikishin, A. Okay, O. Tuysuz et al. // Marine and Petroleum Geology. – 2015. – 59. – P. 638-655.

496. *The Black* Sea Basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling / A.M. Nikishin, M.V. Korotaev, A.V. Ershov, M.F. Brunet // Sedimentary Geology. – 2003.
– 156. – P. 149-168.

497. *The Cretaceous* history of the Bakhchisaray area, southern Crimea (Ukraine) / A.M. Nikishin, A.S. Alekseev, E.J. Baraboshkin et al. // Memorial Volume (ed. – Steurbaut E. et al.). – Bulletin de l'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. – 78. – 2008. – P. 75–85.

498. *The crust* and upper mantle in the Scythian platform: seismic model along the DOBRE5 profile (the northwestern Black Sea and the Crimean peninsula) / V. Starostenko, T. Janik, T.
Yegorova et al. // Special Darius publication of final symposium December 8-9, 2014. – P. 147-149.

499. *The evolution* of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous / A. Saintot, R.A. Stephenson, S. Stovba et al. // European Lithosphere Dynamics. – Geol. Soc., London, Memoirs: 2006. – 32. – P. 481-505.

500. *Thermo-mechanical* modelling of Black Sea Basin (de) formation / Cloetingh, S., Spadini, G., Van Wees J.D. et al. // Sedimentary Geology. – 2003. – 156. – P. 169-184.

501. *Topography* of the crust–mantle boundary beneath the Black Sea Basin / V. Starostenko, V. Buryanov, I. Makarenko et al. // Tectonophysics. – 2004. – 381. – P. 211-233.

502. *Transect VIII:* Eastern European Craton-Crimea-Black Sea-Anatolia-Cyprus-Levant-Sea-Sinai-Red Sea / R.A. Stephenson, Y. Mart, A.I. Okay et al. // Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. (eds). The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004. – (CD).

503. *Trifonov V.G., Ivanova T.P., Bachmanov D.M.* Vrancea and Hindu Kush areas of mantle earthquakes: comparative tectonic analysis // Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki Proceedings of the XIX CBGA Congress, Spec., 99. – Thessaloniki, Greece, 2010. – P. 51-56.

504. Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting // J. Geol. – 1951. – №59. – P. 18-130.

505. *Wortel M., Spakman W.* Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. // Science. – 2000. – 290. – P. 1910-1917.

506. Yegorova T.P., Baranova E.P., Omelchenko V.D. The crustal structure of the Black Sea

from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s // In Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform / Eds Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R. et al. – Geological Society London, Special Publications, 2010. – Vol. 340. – P. 43-56.

507. Zoback M.-L., Zoback M.D., Adams J. Global patterns of tectonic stress nature // Nature. – 1989. – V. 341, No 6240. – P. 211-215.

508. *Zobak M.-L.* First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // J. Geopys. Res. – 1992. – V. 97, No B8. – P. 11703-11728.

509. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. – 1986. – 123. – P. 181-211.

Фондовая

510. Днепровская ГЭС им. В.И. Ленина. Бетонная водосливная плотина. Периодическое техническое освидетельствование. Материалы по натурным наблюдениям. Оценка скального основания и тела плотины / Левицкий Л.Л., Шпак В.В. – Геол. отчет. Ч.1. – «Гидропроект», 1990 г. – 148 с.

511. *Новик Н.Н, Столбовая Г.В.* Карта неотектонического районирования и новейшей тектоники масштаба 1:500 000 // Отчет по теме «Районирование территории УССР (южная часть) в масштабе 1:500 000 по условиям развития геодинамических процессов для целей строительства объектов атомной энергетики» – Мингео УССР, Институт минеральных ресурсов). – 1990 г.

512. Определение интенсивности проектного и максимального расчетного землетрясения для промплощадок Киевской, Каневской, Кременчугской, Днепродзержинской, Днепровской и Каховской ГЭС (по литературным и фондовым материалам). Отчет по теме 7с-97 / Скляр А.М., Кульчицкий В.Е., Сафронов О.Н. – Симферополь-Киев. – 1997 г. – 123 с.

513. Отчет об инженерно-геологических изысканиях для сейсмического микрорайонирования г. Симферополя. Книга 1. Инженерно-геологическая съемка ключевого участка масштаба 1:10000. Книга 2. Результаты геолого-структурного обследования ключевого участка г. Симферополя / В.Г. Подолян, Ф.Г. Штернов, А.М. Скляр и др. – Институт «КрымГИИНТИЗ», Симферополь. – 1997.

514. *Отчет* о комплексной геологической, гидрогеологической и инженерногеологической съемке масштаба 1:25000 юго-западной части горного Крыма и прилегающих акваторий для целей сейсмического микрорайонирования листов L-36-127-Б-в; Б-г; L-36-128-Аа; А-в; Б-а; В-б; В-г; Г-в; Г-г; L-36-129-В-а; В-в;В-б; А-г; Б-в; Б-а; Б-б; L-36-117-Г-г (Крымская область). В 4-х томах / Л.С. Борисенко, В.П. Шкурко, Н.П. Сторчак и др. – Симферополь, 1976. – Фонды Крымской комплексной геологоразведочной экспедиции.

515. *Отчет* о НИР: «Обобщение результатов и составление атласа карт сейсмического микрорайонирования населенных пунктов Украины». Заключительный / А.М. Скляр, А.В. Кендзера, Ю.М. Вольфман и др. – Киев: ИГФ НАНУ. – 2001. – 110 с.

516. Ровенская АЭС. Энергоблок № 4. Технический отчет о результатах работ по доисследованию сейсмической опасности. Том III. Обосновывающие материалы комплексных геолого-геофизических работ. Книга 3. Сейсмическое микрорайонирование / А.М. Скляр, В.А. Королев, Е.П. Иванченко и др. – Симферополь-Киев. – 1999. – 57 с.

517. Хмельницкая АЭС. Энергоблок № 2. Технический отчет о результатах работ по доисследованию сейсмической опасности. Том III. Обосновывающие материалы комплексных геолого-геофизических работ. Книга 3. Сейсмическое микрорайонирование / А.М. Скляр, В.А. Королев, Е.П. Иванченко и др. – Симферополь-Киев. – 1999. – 59 с.

Источники из Интернет-ресурса

518. Виртуальная лаборатория по тектонофизическому анализу современных и палеонапряжений / Авт. сайта: Ю.Л. Ребецкий, Д.Н. Задорожный, А.А. Соловьев, И.А. Дзюба. – Режим доступа: http://hera.wdcb.ru/tols/tecton/db_modern_arabian.html.

519. *Сайт* Средиземноморского сейсмологического центра. – Режим доступа: http://www.emsc-csem.org/index.php?page=current&sub=msg&view=10.

520. *Сайт* ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН». – Режим доступа: http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info_quake.pl.

521. *Сейсмологический* каталог Гарвардского университета. – Режим доступа: http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html.

522. *Тевелев А.В.* Сайт сдвиговой тектоники. – Режим доступа: http://geo.web.ru/~tevelev/start.htm.