Электронное научное издание Альманах Пространство и Время Т. 11. Вып. 1 • 2016
СИСТЕМА ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ
Electronic Scientific Edition Almanac Space and Time vol. 11, issue 1 'The Earth Planet System'
Elektronische wissenschaftliche Auflage Almanach 'Raum und Zeit' Bd. 11, Ausgb. 1 'System Planet Erde'

УДК 551.248.2:470.62/.67

Л.В. Панина *В.А. Зайцев*

Новейшая геодинамика скифской плиты

Панина Л.В.*
Зайцев В.А.**

*Панина Людмила Викторовна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры динамической геологии Геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова
E-mail: lyudmila-v-panina@j-spacetime.com; panina53@mail.ru

**Зайцев Владимир Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник кафедры динамической геологии Геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова
E-mail: vladimir-a-zaitsev@j-spacetime.com; v.zaitsev@mail.ru

В статье рассматривается взаимосвязь между геодинамикой фундамента и неотектоникой Скифской плиты. Структурно-геоморфологический анализ и тектонофизическое моделирование позволили определить направление осей деформаций фундамента и выявить геодинамически активные области. Проведенные исследования имеют важное прикладное значение.

Ключевые слова: неотектоника, геодинамика, структурно-геоморфологический анализ, тектонофизическое моделирование, деформация, «слабая зона», линеамент, разрыв.

Эпипалеозойская Скифская плита расположена между горно-складчатым сооружением Большого Кавказа на юге и Восточно-Европейской платформой на севере (**рис. 1**). В геоморфологическом отношении она представляет собой платформенную равнину с абсолютными отметками рельефа, превышающими 500 м на юге Ставропольского поднятия, и минимальными значениями менее 0 в районе Прикаспийской впадины, расположенной на востоке. Наблюдается уменьшение значений амплитуд по мере удаления на север от Кавказа.

Цели и методики исследования

С целью изучения новейшей тектоники и геодинамики района использовался комплекс методов, включавших структурно-геоморфологический анализ, визуальное и автоматизированное дешифрирование и статистическую обработку радарных космических изображений с помощью специализированной компьютерной программы LESSA. Статистическая обработка включала построение роз-диаграмм и схем направления их вытянутости, плотностей линеаментов, рассчитанных в скользящем окне для различных простираний. Количественная оценка амплитуд новейших тектонических движений проводилась по методу анализа кривых тектонического прогибания, известного в литературе как backstripping. Полученные материалы сопоставлялись с глубинными дислокациями, главным образом, со структурами фундамента. Также было выполнено аналоговое тектонофизическое моделирование. Для оценки геодинамической активности результаты работ сравнивались с сейсмичностью, характером распределения теплового потока, современными тектоническими движениями и др.

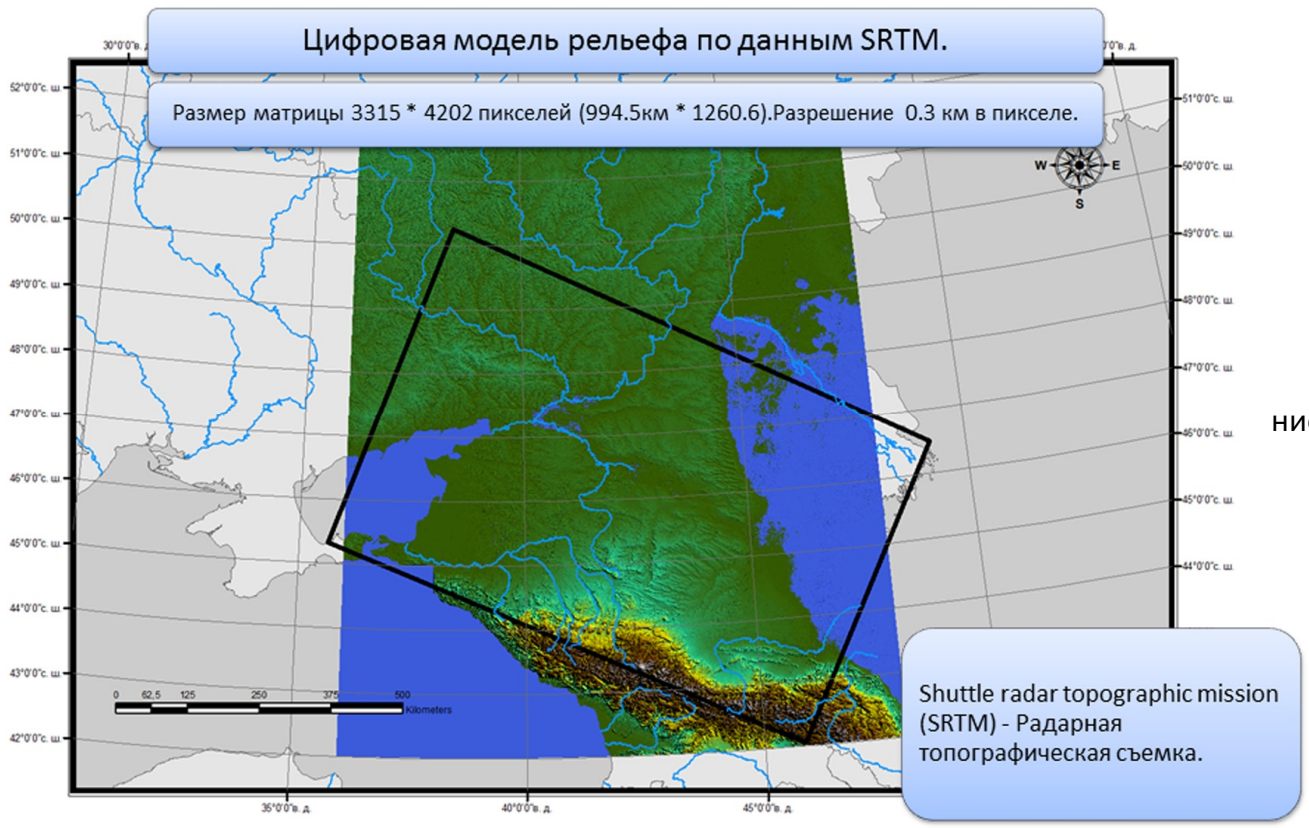

Рис. 1. Местоположение района исследований.

Структурно-геоморфологический анализ. Структурно-геоморфологический анализ направлен на изучение взаимосвязей геологического строения и рельефа Земли, что позволяет определять типы и амплитуды дислокаций, выраженных на поверхности Земли, устанавливать степень их унаследованности и тенденции развития на новейшем этапе. Задачей структурно-геоморфологических исследований является качественная и количественная оценка деформаций структурных форм на конэрозионном этапе развития, а именно с начала стадии зарождения орографической формы в рельефе до современного ее состояния. Метод предполагает анализ рельефа в горизонтальных и вертикальных сечениях с использованием топографических материалов, аэро- и космоснимков. В последнее время используются космические радарные изображения, обработанные с помощью компьютерных технологий. Используя дешифрирующие признаки выражения новейших структур в рельефе, выделяются поднятия, впадины, осложненные так называемыми «слабыми зонами», под которыми понимаются зоны трещиноватости, дробления пород и разрывов со смещением *[Костенко 1999]*. Эти зоны выражаются в избирательном характере линейной и склоновой денудации и часто являются границами новейших структурных форм. Обычно «слабые зоны» разрабатываются крупными и мелкими реками, временными водотоками, ручьями. Поэтому главным индикатором новейших тектонических дислокаций, как дизъюнктивных, так и пликативных является гидрологическая сеть.

В условиях равнинного рельефа «слабые зоны» не выражены на поверхности. Нередко эти зоны разрабатываются речными долинами, перекрыты чехлом современных отложений, «замыты» глинистыми осадками. Поэтому говорить об их кинематике подчас достаточно сложно и не всегда корректно. Главным критерием их достоверности может служить корреляция выявленных по структурно-геоморфологическим признакам «слабых зон» с геолого-геофизическими данными, что и было сделано. Слабые зоны не всегда строго следуют вдоль известных, установленных другими методами, разломов, а наследуют их фрагментарно, лишь на отдельных участках. Более того, разломы глубинных комплексов не отражаются в рельефе напрямую в виде сквозной линии, пересекающий геологический разрез снизу-вверх, а имеют лишь отзвук на поверхности в виде прямолинейного участка долины, изменения простирания долины, коленообразного характера русла и долины, спрямления русла реки, линейной конфигурации рельефа или его ступени и т.д. Поэтому «слабая зона» или, может быть, лучше сказать «ослабленная зона» — это не всегда разрыв сплошности пород, но, несомненно, их нарушение. Термин «слабая зона» близок к понятию линеамент, которое более широко используется в литературе. Под ним подразумевается линейная форма рельефа, что верно, и в нашем случае его можно употреблять, если в это понятие вкладывать тектоническую природу его возникновения.

Для Скифской плиты было проведено структурно-геоморфологическое дешифрирование топографических карт разного масштаба (от 1:1 000 000 до 1:200 000) и космических снимков, включая радарные изображения, выполненное с использованием современных ГИС технологий. Построение карт сопровождалось анализом дислокаций в вертикальных сечениях по геолого-геоморфологическим профилям. Интерпретация профилей позволяет установить морфологию поднятий и впадин в продольных и поперечных сечениях, выявить деформации одновозрастных водораздельных поверхностей, ступеней рельефа, эрозионных врезов. Результатом интерпретации геоморфологических профилей является выявление новейших разрывов и их амплитуд. Сравнение выраженных в рельефе разрывов с древними дислокациями позволяет установить степень унаследованности первых.

Back-stripping анализ. В результате проведенного структурно-геоморфологического анализа была построена одноименная карта, на которой показаны контуры растущих поднятий и впадин, осложненных «слабыми зонами» *[Ко-*

стенко, Панина 2001], которая явилась своеобразным каркасом для дальнейших неотектонических построений. Как известно, на картах новейшей тектоники амплитуды новейших движений показываются в изобазах, т.е. в амплитудах тектонических движений за новейший этап. В районе исследования они рассчитывались по кривым тектонических движений, полученных по методике back-stripping, предполагающей определение амплитуд и скоростей тектонических движений для различных интервалов времени. В нашем случае эти амплитуды определялись для интервала времени, начиная с позднего миоцена (примерно 10 млн. лет) по четвертичный период включительно.

Общее прогибание территории в какой-либо точке слагается из двух составляющих: тектонической, обусловленной эндогенными факторами, и изостатической, связанной с весом вышележащих толщ. Величина общего прогибания зависит от глубины бассейна в период осадконакопления, эвстатических колебаний уровня моря, коэффициента уплотнения пород с глубиной, а также проседания за счет давления осадочной толщи и воды. Задача back-stripping анализа и заключается в вычленении амплитуды тектонической составляющей из амплитуды общего прогибания. Согласно модели локальной изостазии *[Cloetingh, Kooi 1990]* производится расчет тектонической составляющей, которая в нашем случае и принималась за амплитуду тектонических движений. Расчеты показывают, что в среднем примерно 70% общего погружения обусловлено нагрузкой мощных осадочных толщ и только около 30% составляет тектоническая компонента. Сопоставление кривых тектонических движений, построенных для различных районов Скифской плиты, позволило рассмотреть новейшую историю геологического развития этого региона в контексте с фазами активизации Кавказского горного сооружения.

Новейшая структура

Проведенные структурно-геоморфологические, геолого-геофизические, включая back-striping, исследования на территории Скифской плиты позволили выявить позднеорогенные деформации — сочетание поднятий и вырождающихся впадин, осложненных слабыми зонами субширотной и субмеридиональной ориентировок. На построенной карте новейшей тектоники для интервала времени, начиная с позднего сармата (**рис. 2**), в изобазах отражаются очертания главных структур новейшего этапа развития — поднятий и впадин, простирание которых контролируется субширотными и субмеридиональными слабыми зонами (разрывов, трещиноватости, дробления пород и др.), причем преобладают субширотные (субкавказские) простирания *[Панина 2009]*.

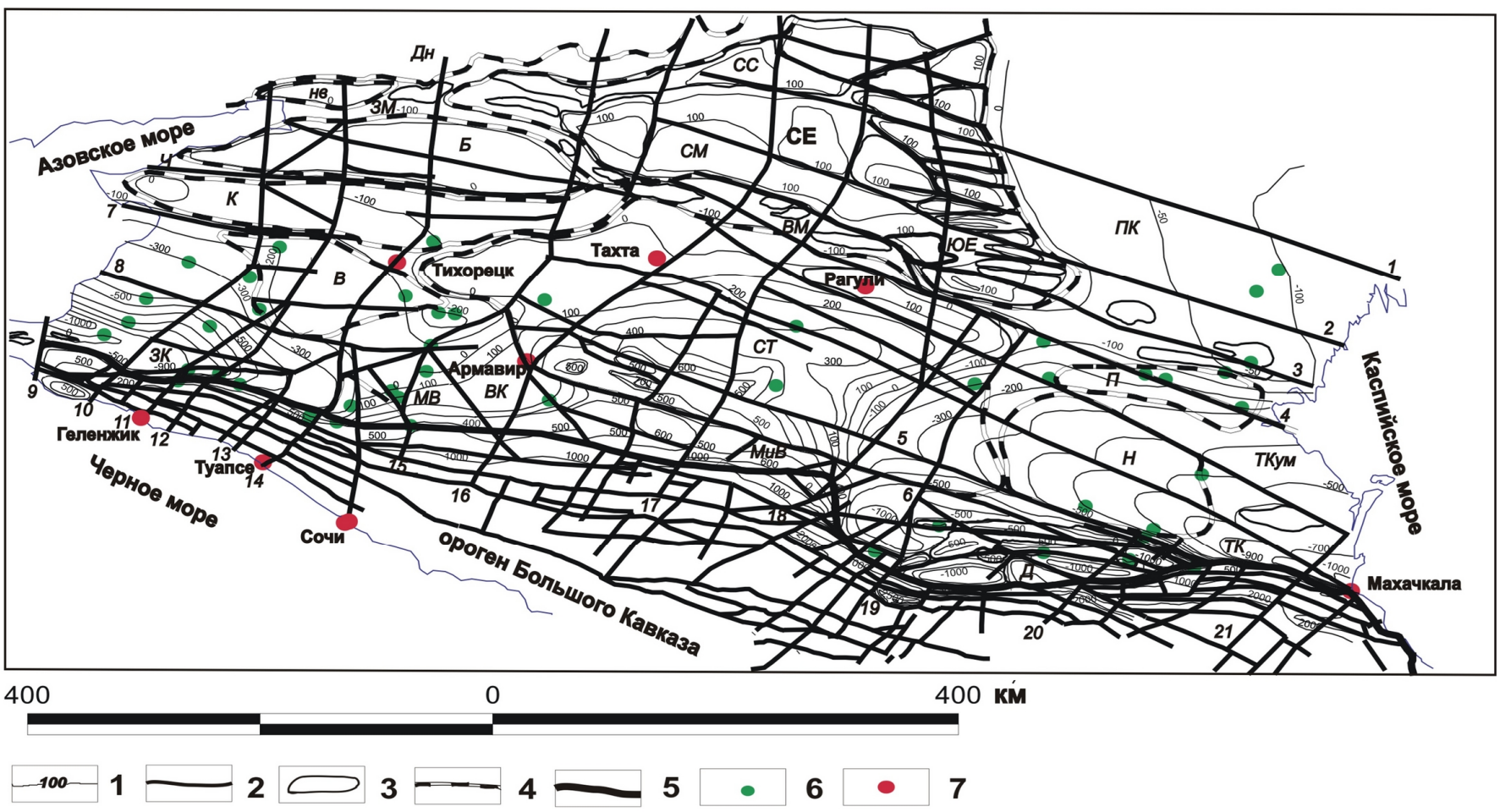

Рис. 2. Карта неотектоники Скифской плиты: **1** — изобазы, **2** — слабые зоны, **3** — частные поднятия, **4** — контуры новейших поднятий первого ранга, **5** — граница Скифской плиты с орогеном Большого Кавказа, **6** — скважины, **7** — города.

Новейшие структуры первого ранга: **впадины**: **ЗК** — Западно-Кубанская, **ВК** — Восточно-Кубанская, **ТКас** — Терско-Каспийская, **ВМ** — Восточно-Манычская, **ЗМ** — Западно-Манычская, **Ч** — Челбасская, **ПК** — Прикаспийская, **ТКум** — Терско-Кумская; **поднятия**: **СТ** — Ставропольское, **Н** — Ногайское, **СМ** — Сальско-Манычское, **ЮЕ** — Южно-Ергенинское, **СС** — Северо-Сальское, **СЕ** — Сальско-Ергенинское, **П** —Прикумское, **Д** — Датыхское, **Дн** — Донбасса, **Нв** — Новочеркасское, **Б** — Батайское, **К**— Крыловское, **В** — Выселковское, **МиВ** —Минераловодский выступ, **МВ** — Майкопский выступ.

Цифрами обозначены: *слабые зоны:* **субширотные**: **1** — Акшибай-Ергенинская, **2** — Элистинская, **3** — Южно-Сальско-Манычская, **4** — Южно-Манычская, **5** — Армавиро-Невиномысская, **6** — Датыхско-Ахловская, **7** — Расшеватская, **8** — Новотитаровская; **субмеридиональные**: **9** — Усть-Кубанская, **10** — Новороссийская, **11** — Дивноморская, **12** — Краснодарская, **13** — Новомихайловская, **14** — Усть-Лабинская, **15** — Майкопская, **16** — Армавирская,**17** — Калаусская, **18** — Кумско-Лысогорская, **19** — Урухская, **20** — Аргунско-Терская, **21** — Аграханская.

Южную территорию, прилегающую к орогену Большого Кавказа, занимает Предкавказский тыловой прогиб, заложившийся в конце олигоцена — раннем миоцене и выраженный в современной структуре Западно- и Восточно-Кубанской предгорными впадинами на западе и Терско-Каспийской на востоке. Максимальные амплитуды погружения установлены в периферических частях Западно-Кубанской и Терско-Каспийской впадин и составляют более 1000 м. Эти впадины разделяются субмеридиональным Ставропольским поднятием, значительно увеличившим свои размеры к современной эпохе. Изобазы в его пределах характеризуются высокими положительными значениями от 100 до 500 м и более. Выявленные новейшие структуры первого ранга в целом подчиняются традиционному делению Кавказа и Предкавказья на западный, центральный и восточный сегменты.

Западный сегмент. Расположенная в западном сегменте Западно-Кубанская предгорная впадина граничит на юге с горным сооружением Большого Кавказа по Ахтырскому разлому, который согласно методам магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) прослеживается глубоко в мантию *[Шемпелев и др. 2001]*. Северным ограничением Западно-Кубанской впадины традиционно считается субширотный Новотитаровский разлом, прослеживающийся по геофизическим данным на глубину более 20 км и имеющий отражение в рельефе. Область максимального прогибания впадины (амплитуды — 1000 м и более) расположена на юго-западе, на границе Азовским морем. Амплитуды прогибания уменьшаются в восточном направлении, по мере приближения к Майкопскому (Адыгейскому) выступу. На юге впадина осложнена погребенной Анастасиевско-Краснодарской антиклиналью, практически не имеющей выражения в рельефе. Восточнее расположен Майкопский (Адыгейский) выступ, отделяющий Западно-Кубанскую от Восточно-Кубанской впадины. В современном рельефе он представляет собой область поднятия, суммарные амплитуды которого колеблются от 0 на севере до 300 м на юге (**рис. 2**).

Восточно-Кубанская впадина существенно сократилась в размерах и выросла в рельефе по сравнению с палеозойским структурным планом. В течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя вплоть до позднего миоцена она развивалась как отрицательная структура. В современном рельефе — это высокая равнина, которая сменяется к югу предгорьем с абсолютными отметками до 500 м, что свидетельствует о вовлечении ее в поднятие на новейшем этапе. По сравнению с Западно-Кубанской, Восточно-Кубанская впадина начала раньше испытывать тенденцию к поднятию. На кривых тектонического прогибания (subsidence curves) первое поднятие, длившееся до понта, фиксируется на рубеже 9—10 млн. лет. Позднее наступает прогибание, которое продолжается до плиоцена, после чего впадина испытывает устойчивую тенденцию к воздыманию.

С севера и северо-востока Западно-Кубанская впадина обрамляется Крыловским и Выселковским поднятиями соответственно (**рис. 2**). Эти поднятия слабо выражены в рельефе (абсолютные отметки Крыловского поднятия возрастают с запада на восток от 20 до 129 м) и выделяются по косвенным геоморфологическим признакам — оконтуриванию их склонов речными долинами, которые нередко отражают зоны разрывных нарушений фундамента. Субширотное Крыловское поднятие ограничивается с юга долиной реки Челбас и ее западным продолжением, выраженным в рельефе серией лиманов. Эти лиманы выстраиваются вдоль Бейсугского разлома палеозойского фундамента, который интерпретируется как главный Азовский надвиг *[Попков 2001]*. В рельефе здесь располагается узкая Челбасская впадина, центральная часть которой разрабатывается долиной реки Челбас. На юго-востоке поднятие граничит с северо-западной периферией Ставропольского поднятия. Северная граница Крыловского поднятия совпадает с широтными отрезками долин рек Ея и Средний Егорлык, которые являются отражением в рельефе субширотной шовной структуры на границе древней Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Слабо выраженная в рельефе северо-восточная часть поднятия соответствует Сальскому поперечному выступу палеозойского фундамента, а западная — Старо-Минской антиклинали в мезозойских комплексах. По данным бурения и сейсморазведки антиклиналь осложнена надвигом с южным падением сместителя.

На севере Крыловское поднятие по узкой впадине-долине, разрабатываемой рекой Ея, граничит с субширотным Батайским поднятием, абсолютные отметки которого колеблются от 30 до 109 м. Северная часть поднятия в фундаменте соответствует своду Ростовского выступа, а южная — его склону. Севернее расположена узкая Западно-Манычская впадина-долина, которая открывается в Таганрогский залив. Она граничит на севере с Новочеркасским поднятием. Западно-Манычская впадина практически вырождена в современном рельефе. Лишь долина реки Западный Маныч указывает на существование здесь некогда широкой впадины, являвшейся западным продолжением Манычского прогиба. Создается впечатление, что она зажата с юга и севера Батайским и Новочеркасским поднятиями соответственно. Некоторыми исследователями Батайское и Крыловское поднятия объединяются в единую морфоструктуру — Ейское поднятие *[Новейшая тектоника и геодинамика 2006]*.

Юго-восточнее Челбасской впадины нами выделяется Выселковское поднятие. Оно имеет причудливую конфигурацию и характеризуется абсолютными отметками рельефа 25—40 м на западе и 103 м на востоке, на водоразделе рек Бейсуг и Бейсужин. Повышенная эрозионная расчлененность рельефа указывает на вовлечение в поднятие древних погребенных структур фундамента Каневско-Березанской и Тимашевской ступени. Сейсморазведкой здесь установлены надвиги и разрывы, затрагивающие кайнозойские отложения *[Попков 2001]*. Восточная часть Выселковского поднятия

соответствует втянутой в воздымание Кропоткинской впадине фундамента, существенно сократившейся в размерах к современной эпохе.

Центральный сегмент. Субмеридиональное Ставропольское поднятие выражено положительными значениями изобаз от 100 на севере до 500 м и более на юге, в пограничной области с Кавказским горным сооружением. По кровле хадумского горизонта (олигоцен — нижний миоцен) выделяется серия антиклиналей преимущественно северо-западного и субширотного простирания, которые отражены в рельефе частными поднятиями (Расшеватское, Камбулатское и др.). Максимальные значения изобаз (500 м и более) характерны для Армавиро-Невиномысской системы поднятий палеозойского фундамента. В северном направлении значение изобаз снижается до 100 м.

Ставропольское поднятие нарушается серией слабых зон (разрывов, трещиноватости, дроблением пород) северо-западного простирания, которые разрабатываются речными долинами и фрагментарно наследуют разломы фундамента (Армавиро-Невиномысская). Выявлены и субмеридиональные слабые зоны. К наиболее протяженным из них относятся Армавирская, Калаусская, Кумско-Лысогорская (**рис. 2**).

К современной эпохе Ставропольское поднятие существенно увеличилось в размерах в северном, восточном и западном направлении по сравнению с палеозоем. За счет роста Ставропольской структуры на восток втянута в поднятие область Чернолесской и частично Терско-Кумской впадин. Растущие поднятия здесь незначительно выражены в рельефе (абсолютные отметки составляют 235—100 м и менее) и маркируются песками. Разрастание Ставропольского поднятия на север отразилось и на конфигурации Восточно-Манычской впадины, граничащей с ним по Манычскому разлому палеозойского заложения. Впадина резко сужается и практически сливается с расположенной севернее Сальско-Манычской грядой, а амплитуды новейших погружений в пределах составляют 100 м. В области Прикаспийской равнины ее продолжением служит узкая впадина-долина, разрабатываемая нижним течением р. Кума. Впадина осложнена частными поднятиями. Линейный характер Восточно-Манычской впадины и ее западного (Западно-Манычская впадина) и восточного продолжения обусловлен, по-видимому, влиянием протяженного глубинного тектонического шва.

Севернее Восточно-Манычской впадине в рельефе выделяется Сальско-Манычская гряда, восточная периклиналь которой смыкается с Южно-Ергенинским субмеридиональным поднятием. С севера Сальско-Манычская гряда отделяется от Северо-Сальского поднятия узкой Сальской впадиной, разрабатываемой долиной р. Сал. Эти новейшие структуры образуют единое Сальско-Ергенинское поднятие (**рис. 2**). Более детальные структурно-геоморфологические исследования позволили выявить здесь частные дислокации, осложняющие эту структуру первого ранга. В современном структурном плане Южно-Ергенинской возвышенности выявлена серия, как правило, линейно вытянутых в северо-западном направлении, поднятий *[Панина, Костенко 2005]*. Амплитуды их составляют примерно 100 м и более. Корреляция дислокаций рельефа и структурного плана подошвы ергенинской свиты (плиоцен) показала, что эти поднятия существовали уже в плиоцене. Поднятия разделены узкими впадинами, к которым приурочены реки Акшибай, Кегульта, Улан-Зуха, Яшкуль, Шаред и др. Эти речные долины разрабатывают, скорее всего, разрывы со сдвиговой составляющей. Наиболее протяженной является Акшибай-Ергенинская зона разрывов (**рис. 2**). Подтверждением этого является кулисное расположение частных поднятий. О взбросо-сдвиговом характере разрывов в юго-восточной части кряжа Карпинского упоминается и в работе *[Копп 2000]*.

Сальско-Манычская гряда является отражением в рельефе герцинских деформаций кряжа Карпинского. Согласно современным представлениям, базирующимся на сейсмических данных, палеозойский фундамент кряжа Карпинского характеризуется складчато-надвиговым строением, а сам кряж рассматривается как шовная структура, ограничивающая с юга древнюю Восточно-Европейскую платформу. Западным ее продолжением является поднятие Донбасса, восточным — система погребенных поднятий Прикаспийской впадины. Эта протяженная структура выражена на карте мантийных неоднородностей *[Егорова, Старостенко 2006]*, и согласно данным сейсморазведки ограничивается с юга и севера разломами. Многие разломы, установленные по геофизическим данным, имеют северо-западное простирание и выражены в рельефе. Так, Южно-Манычская зона разрывов, которая обнаружена сейсмическими исследованиями в кровле доюрского комплекса и фундамента и продолжается вплоть до поверхности Мохоровичича *[Волож 1999]*, отражается в рельефе. Наследуется и расположенная севернее и Ашибай-Ергенинская зона разрывов.

Восточный сегмент. Здесь расположена Терско-Каспийская предгорная впадина, которая открывается на востоке в Каспийское море, где располагается наиболее погруженная ее часть (**рис. 2**). Южной границей впадины с горным сооружением Большого Кавказа служит зона Владикавказского разлома, восточным продолжением которого является надвиг Предгорного Дагестана. В рельефе эти зоны разломов выражены резким изменением амплитуд горного сооружения и предгорной впадины.

Терско-Каспийская впадина нарушена субширотными Сунженским и Терским хребтами, которые отделяются друг от друга частными впадинами. Хребты включают серию частных субширотных поднятий, суммарные амплитуды новейших движений которых оцениваются величиной более 500 метров. В то время как амплитуды погружения в частных впадинах, начиная с позднего миоцена, составляют, по данным back-stripping, более 1000 м. В кайнозойских и мезозойских комплексах поднятия представляют собой два этажа складчато-надвиговых структур, разделяющиеся зонами срыва. Эти структуры, образовавшиеся в результате восточно-кавказской (предакчагыльской) тектонической фазы, продолжают

формироваться и на современном этапе *[Панина 1988]*. Надвиги и взбросы субширотного простирания первого этажа, нарушающие миоцен-плиоценовые комплексы, выражены в рельефе. Помимо субширотных, в рельефе выявляются и дислокации северо-западного простирания, являющиеся, по-видимому, сдвигами. Вдоль этих зон происходит смещение молодых поднятий, с ними связаны коленообразные изгибы р. Терек, они служат границами поднятий разной амплитуды (**рис. 2**). Наиболее протяженные из них являются отражением в рельефе зон разломов, установленных геофизическими методами. Среди них Датыхско-Ахловская, Бенойско-Эльдаровская, Армавиро-Невиномысский разлом. Обращает на себя внимание строго широтное простирание Терского хребта, западным продолжением которого является широтный отрезок долины реки Малка. По геофизическим данным здесь в фундаменте выделяется Срединный разлом.

Севернее Терско-Каспийской расположена Терско-Кумская впадина, осложненная погребенными поднятиями Ногайской ступени на юго-востоке. В рельефе эти поднятия слабо выражены и маркируются скоплениями песков *[Панина, Костенко 2005]*. В палеозойском фундаменте здесь прогиб с глубинами до –12 км, что может указывать на бескорневой характер структур мезозойско-кайнозойского комплекса, выявленных ранее по сейсмическим материалам *[Короновский, Панина 1995]*.

Наиболее четко выражено в рельефе расположенное к северу от Терско-Кумской впадины Прикумское поднятие, оконтуриваемое субширотным отрезком долины реки Кума. Поднятие имеет субширотную ориентировку и контролируется Южно-Манычским и Южно-Сальско-Манычским зонами разрывов. Сводовая часть поднятия соответствует изобазе минус 50 м. Проведенные ранее геолого-геофизические и структурно-геоморфологические исследования позволили выявить ряд погребенных поднятий (Кочубеевское, Восточно-Сухокумское и др.), которые выражены в мезозойских отложениях, а также в фундаменте *[Несмеянов и др. 1967]*. Поднятия выражены в верхнеплиоцен-четвертичном комплексе, затухают с глубиной и выполаживаются в майкопских (олигоцен — нижний миоцен) глинистых отложениях.

Обширная Прикаспийская впадина частично располагается в восточной периферической части Скифской плиты. Она также осложняется серией погребенных поднятий, выраженных в рельефе скоплениями песков. Эти поднятия являются восточным продолжением структур Сальско-Манычской гряды, втянутых в воздымание на новейшем этапе. Согласно данным бурения и сейсморазведки, эти поднятия выражены в плиоцен-четвертичном комплексе и в целом наследуют мезозойские дислокации. Однако отмечается некоторое смещение сводов плиоцен-четвертичных комплексов относительно мезозойских.

Наряду с описанными выше слабыми зонами северо-западной (субкавказской) ориентировки выделяются и субмеридиональные, которые пересекают восточный сегмент Скифской плиты и прослеживаются на значительные расстояния вплоть до горного сооружения Большого Кавказа. Особенно четко они выражены в южной части. Это Урухская, Аргунско-Терская и Аграханская слабые зоны (**рис. 2**). В современном рельефе и Ергенинский уступ представляет собой серию субмеридиональных сбросов, нарушенных субширотными сдвиговыми дислокациями *[Панина, Костенко 2005]*. Некоторые из субмеридиональных зон разрывов описаны как правосторонние сдвиги, как, например, Акташская *[Никитин 1987]*.

Таким образом, описанные выше новейшие поднятия и впадины Скифской плиты осложнены «слабыми зонами» (зонами разрывов, трещиноватости, дробления пород) субмеридионального простирания, отражая ступенчатое строение региона. Эти зоны зачастую пересекают всю территорию Скифской плиты, продолжаясь в горное сооружение Большого Кавказа. Они служат границами блоков, испытывавших знакопеременные движения, начиная, по крайней мере, со среднего миоцена *[Костенко, Панина 2001]*. Этими зонами контролируется рельеф, абсолютные отметки которого увеличиваются с запада на восток. Самая западная, так называемая Усть-Кубанская слабая зона отделяет шельф Азовского моря и от Западно-Кубанской впадины (**рис. 2**). Восточнее следует Новороссийская, которая служит границей низкой, испытывающей наибольшее прогибание, равнинной области и более приподнятой. Параллельно ей выявлена Дивноморская слабая зона, которая разделяет блоки рельефа разной амплитуды в области склона Большого Кавказа и продолжается в область Западно-Кубанской впадины. Севернее она сливается с Краснодарской слабой зоной, отделяющей область низкой равнины от повышенной. Расположенная восточнее Усть-Лабинская слабая зона следует вдоль границы между Западно- и Восточно-Кубанской впадинами, которые отличаются абсолютными отметками, степенью расчленения и интенсивностью проявления новейших движений. Майкопская слабая зона выражена пологим уступом в пределах высокой равнины и разграничивает области умеренной и значительной денудации.

Наиболее ярко поперечная зональность проявляется в горной части Кавказа, где некоторые из поперечных зон (Геленжикская, Туапсинская, Пшехско-Адлерская, Новоафонская) описаны ранее как поперечные флексуры *[Милановский 1968]*. С этими флексурно-разрывными зонами связаны эпицентры землетрясений. Для некоторых из них (Анапская, Пшехско-Адлерская) по решению механизмов очагов землетрясений установлена взбросово-сдвиговая кинематика *[Юнга 1996]*. Продолжение Пшехско-Адлерской зоны разломов область Скифской плиты, в зоне Новотитаровского разлома также маркируется 5—7-балльными землетрясениями *[Шебалин 1974]*. Многие из поперечных зон разрывов северо-восточного простирания имеют длительную, мезозойскую историю развития. Они контролировали фации и мощности отложений в горной части Кавказа *[Вишневский, Панина 1987]*.

Элементы многих новейших структур наследуют древние дислокации фундамента и мезозойско-кайнозойского чехла.

Сравнение новейшего структурного плана с палеозойским выявило тенденцию развития района на новейшем этапе — втягивание структур Скифской плиты в процесс воздымания на фоне сокращения впадин (Западно-Кубанской, Терско-Каспийской, Западно- и Восточно-Манычской, Кропоткинской и др.). Унаследованное развитие испытывают палеозойские структуры первого ранга: Ставропольское, Сальско-Манычское поднятия, Прикумско-Тюленевский, Каневско-Березанский, Азовский валы, Ростовский выступ. Фрагменты протяженных зон разломов и, главным образом, их простирания также реанимируются на новейшем этапе. Так, например, Южно-Манычская зона разрывов, которая пересекает глубинные структуры до поверхности Мохоровичича, отражается и в новейшей структуре.

Согласно интерпретации кривых тектонических движений, большая часть Скифской плиты начала втягиваться в воздымание, начиная с позднего сармата — понта *[Панина, Костенко 2005]*. Эта тенденция отмечается и на картах современных вертикальных движений. Результаты повторного нивелирования за последние 70—100 лет убедительно показывают, что центральный сегмент Скифской плиты (Ставропольское и Сальско-Ергенинское поднятия) испытывали воздымание со скоростью 2—4 мм в год. В то же время восточная часть Терско-Каспийской и Терско-Кумской впадин, а также западная периферия Западно-Кубанской впадины втянуты в прогибание, скорости которого составляли 2 мм в год. Следует отметить, что согласно инструментальным наблюдениям последней четверти двадцатого века распределение областей поднятий и прогибаний Скифской плиты в целом соответствует описанным выше новейшим структурам, и отражают тенденцию усиления роста поднятий и их разрастания на фоне сокращения впадин *[Лилиенберг и др. 1997]*.

Новейшая геодинамика Скифской плиты

Эффективный инструмент, позволяющий изучать тектонические процессы, которые реализуются через иерархическую систему полей напряжений и деформаций, воздействующих на неоднородную, структурированную среду, — тектонофизическое, точнее аналоговое моделирование, в основу которого положена структурно-геологическая модель. Последняя деформируется в соответствии с существующими геодинамическими обстановками и условиями различного нагружения. В нашем случае такой моделью служил палеозойский фундамент Скифской плиты, испытывающий на современном этапе субмеридиональное сжатие со стороны растущего орогена Большого Кавказа.

С целью выяснения влияния, которое оказывают деформации фундамента Скифской плиты на формирование новейших структур, и определения осей напряжений и деформаций было проведено тектонофизическое моделирование, дополненные анализом рельефа дневной поверхности, выполненным с помощью программы «LESSA».

Тектонофизическое моделирование. Тектонофизическое моделирование предполагает использование эквивалентных материалов со структурой, близкой или аналогичной природному объекту. Остановимся кратко на общих принципах тектонофизического моделирования. Экспериментальное воспроизведение в лабораторных условиях природных ситуаций и тектонических особенностей геологических объектов ограничено целым рядом факторов, среди которых не только различие в свойствах модельных материалов и естественных пород, в величинах и способах нагружения, в скоростях деформации, но и, самое главное, во времени релаксации напряжений. Для преодоления этого, в тектонофизическом моделировании принято использовать коэффициенты подобия, введение которых, однако, не снимает проблему полностью, так как нельзя учесть все природные параметры деформационного процесса. Именно поэтому все чаще экспериментаторы обращаются к так называемому аналоговому моделированию.

Аналоговое тектонофизическое моделирование позволяет оценивать деформационный процесс на качественно-кинематическом уровне. Наиболее выигрышной стороной этого подхода является возможность воспроизведения конкретных тектонических структур, в том числе и регионального ранга, и наблюдения за кинематикой движений, зарождением и формированием важнейших составных элементов структуры по мере развития деформации. Главным, как показывает опыт, является характер нагружения экспериментального образца, который задается исходя из известных или предполагаемых геодинамических обстановок для конкретного природного геологического объекта или для определенной геомеханической ситуации. При этом подбирается или варьируется условный тип поведения материала – вязкопластичный, хрупкопластичный, хрупкий, упругий.

Существенно то, что в модели по аналогии с природной ситуацией изначально можно задать крупнейшие неоднородности в виде «нарезки» на блоки разной конфигурации, ориентировки, размера и реологических свойств (плотности, вязкости, упругости) *[Белоусов, Гончаров 1991]*. После деформации оцениваются возникающий структурный рисунок, характер и пространственное расположение отдельных структурных элементов, кинематика движений, которые сравниваются с соответствующими природными данными. Это дает некоторые ориентиры для более правильного понимания и интерпретации природных структур и приближает к пониманию роли внешней нагрузки, характера исходной структурированности объема и картины распределения напряжений в нем. При этом характер и способ нагружения моделей должны быть схожими с природными.

В основу модели тектонофизического моделирования положен разрывно-блоковый структурный план фундамента Скифской плиты, представляющий собой сочетание прогибов, впадин, валов, выступов, ограниченных зонами субширотных и субмеридиональных глубинных разломов. В качестве модельного материала использована глина, которая

представляла условно комплекс пород фундамента. Глина была нарезана на блоки в соответствии со структурой фундамента. Размеры модели из глины составляли 20 × 32 × 4 см. Сжатие было встречное, двухстороннее, в направлении север-северо-восток — юг-юго-запад (поперечное к простиранию Кавказа). Максимальное сокращение модели достигало 15% от первоначального поперечного размера.

При моделировании использовали маркеры в виде кругов сантиметрового диаметра, их наносили на границы блоков и на межблоковые узлы либо равномерно по поверхности (**рис. 3**). По их смещениям или по изменению исходной формы оценивали кинематику перемещений, величину и ориентировки главных осей деформации в разных частях модели. Процесс деформации и его результаты постадийно фиксировались цифровой фотокамерой и в дальнейшем обрабатывались с помощью редактора компьютерной графики и в геоинформационной системе ArcMap.

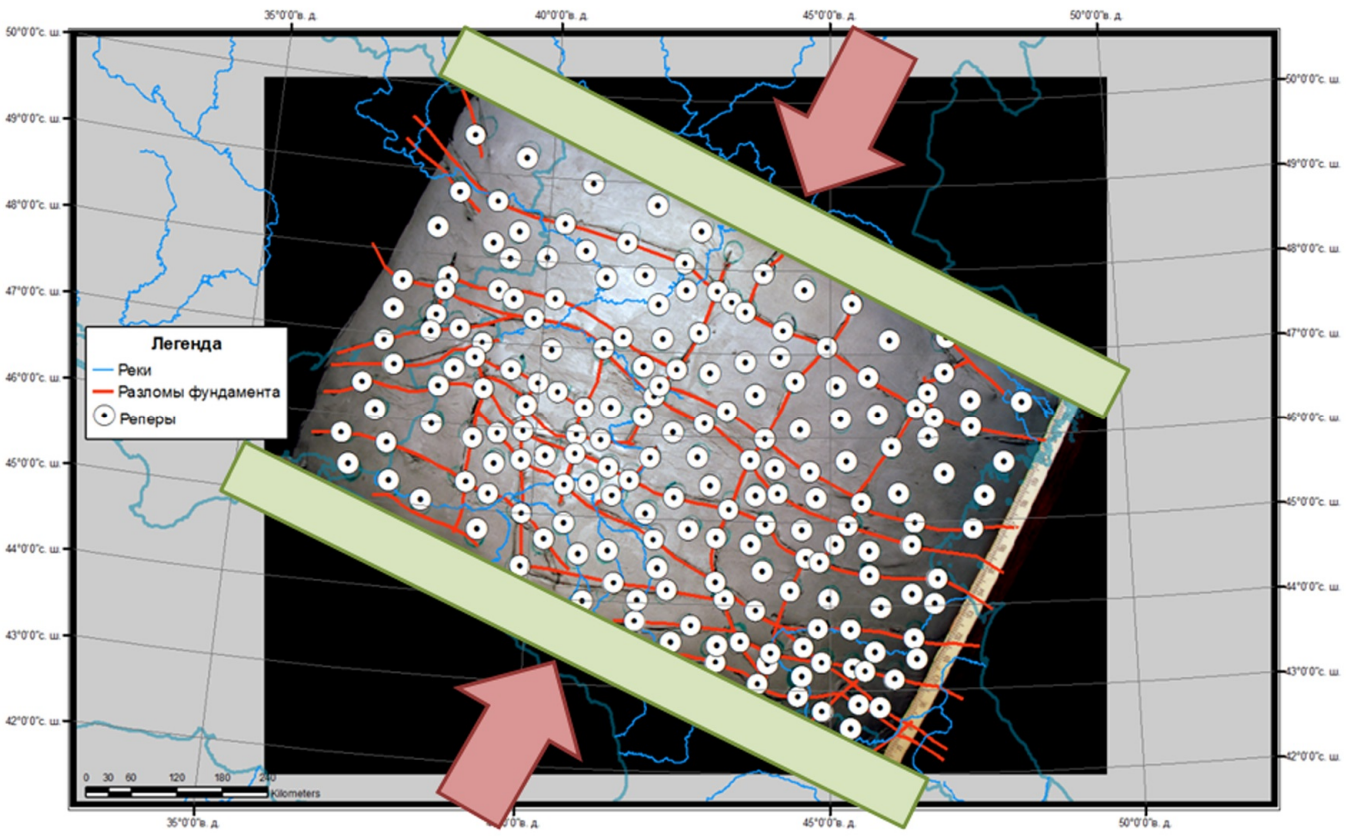

Рис. 3. Аналоговая тектонофизическая модель деформаций фундамента Скифской плиты

В результате проведенного моделирования в исходной разрывно-блоковой структуре активизировались направления, по которым прошли сдвиговые смещения разной амплитуды и знака. Амплитуды смещений составляли миллиметры и изменялись на небольших расстояниях от 0,5 мм до 4 мм. Наряду с участками разломов, где наблюдались движения по ним, были обнаружены направления и зоны, находившиеся в компрессионном состоянии без существенных перемещений. Находились и так называемые закрытые для деформации участки, где не произошло заметного изменения формы исходно круглого маркера. Изменение ориентировок осей эллипсоида деформации указывают на вращение блоков против или по часовой стрелке в зависимости от их формы, положения в общей структуре и простирания их внешних границ, находившихся в различных условиях нагружения. Это указывает на дифференцированный характер движения блоков и неоднородность проявления активизации среды при внешнем нагружении объема. При этом можно выделить динамически активные направления и узлы в разрывно-блоковой структуре и области, почти не затронутые деформацией, а также участки, находящиеся в компрессионном состоянии, и зоны явного растяжения или декомпрессии.

Таким образом, моделирование позволило выявить подвижки по зонам разломов фундамента, ограничивающие крупные блоки, как правило, со сдвиговой компонентой. При этом амплитуды и направления движений вдоль разломов меняются от места к месту, затухая на отдельных участках. В целом север-северо-западные разломы имеют правосдвиговую составляющую, север-северо-восточные — левосдвиговую, в субкавказских зонах разломов сдвиговая составляющая выражена хуже. Определение осей деформаций показало, что оси сжатия имеют субмеридиональное направление, а растяжения — субширотное (**рис. 4**, **5**). Вместе с тем, траектории осей изменяют свое направление, особенно на западе и востоке района, повторяя конфигурацию Кавказского орогена. Это обстоятельство может указывать на то, что Скифская плита, а точнее ее блоковая делимость, определяет конфигурацию орогена Большого Кавказа *[Зайцев, Панина 2011]*.

Сравнение новейшего структурного плана и фундамента Скифской плиты показало, что новейшие дислокации во многом наследуют, главным образом, крупные положительные структурные элементы фундамента — своды, валы, выступы, существенно разросшиеся к современной эпохе, что отражено на карте неотектоники, описанной выше. Вместе с тем, впадины фундамента существенно сократились в размерах и «заросли» частными поднятиями. Наследуются крупные разломы фундамента: Ахтырский, Владикавказский, Манычский. Большая часть разломов фундамента отражается в новейших структурах лишь на отдельных участках.

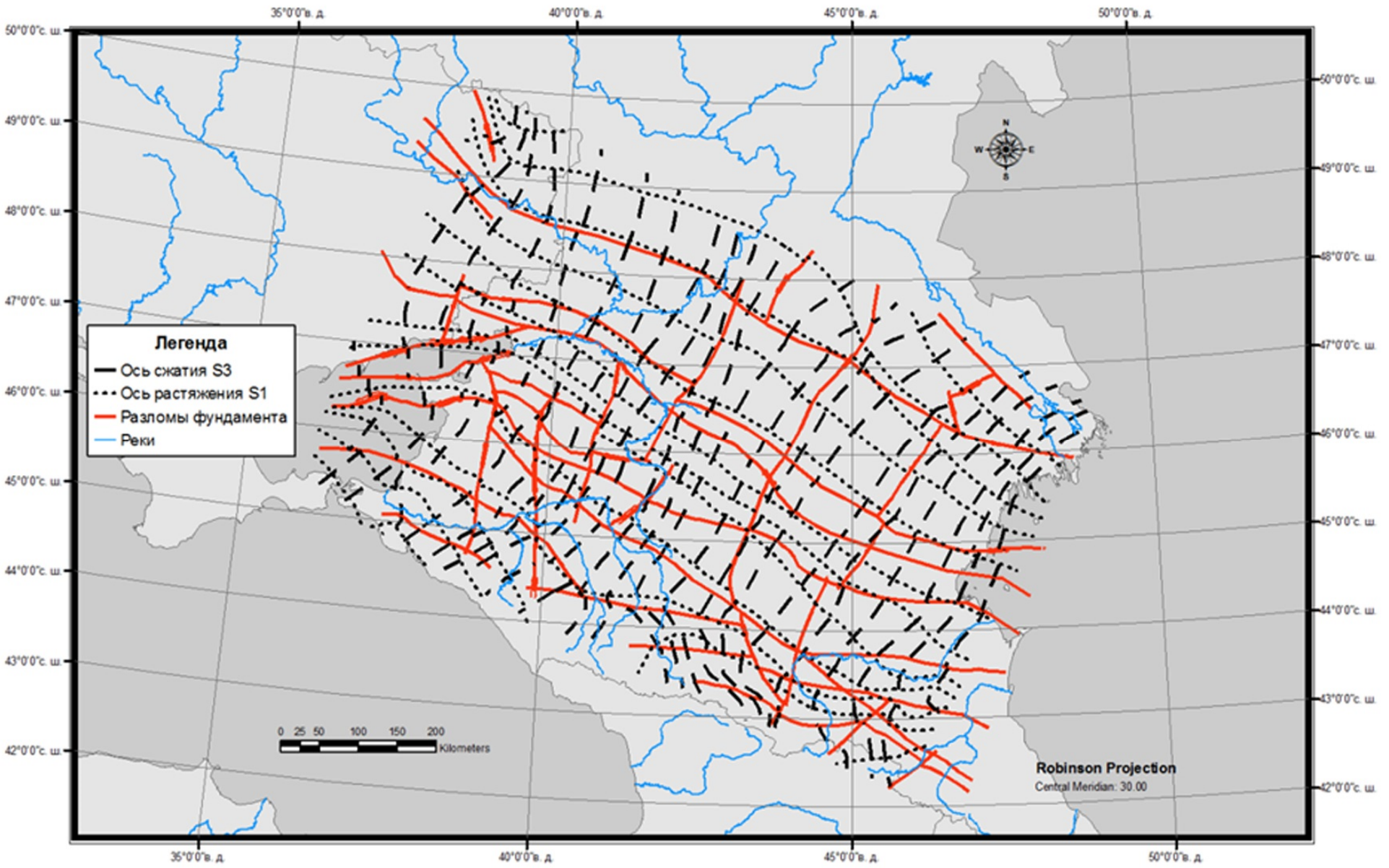

Рис. 4. Ориентировка осей деформаций фундамента Скифской плиты

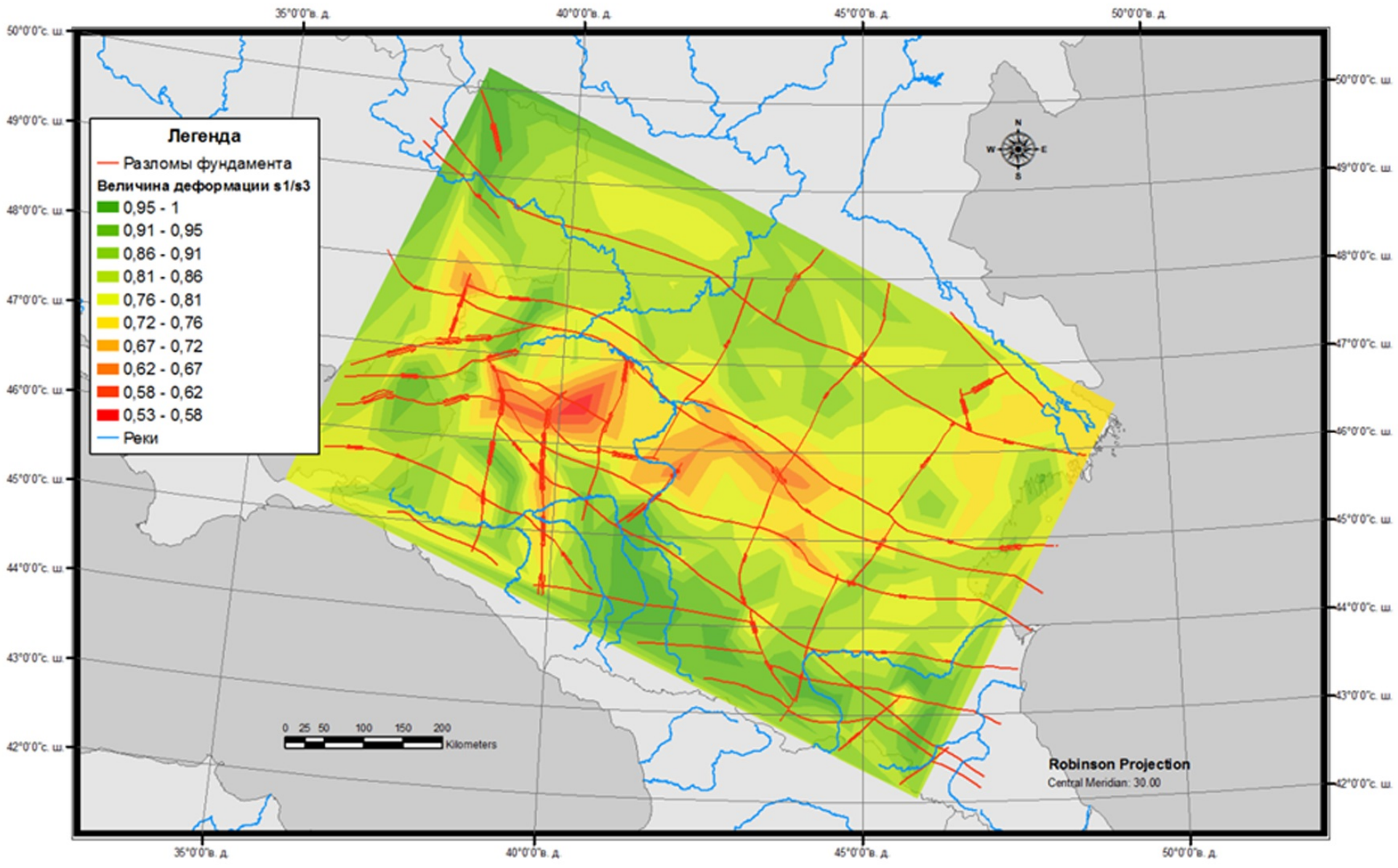

Рис. 5. Величина деформаций фундамента Скифской плиты

Обращает на себя внимание неодинаковый характер и величина деформаций фундамента в различных блоках. Наиболее деформированной оказалась область субкавказского простирания в центральной части Скифской плиты. Она включает Ростовский выступ на западе, северную часть района Ставропольского свода центрального сегмента Скифской плиты, Прикумско-Тюленевский вал, Маныч-Гудиловский прогиб, восточную часть вала Карпинского и Астраханский выступ на юго-востоке Прикаспийской впадины.

Сопоставление результатов моделирования с характеристиками рельефа. Направление поля напряжения и локальную степень сжатия, полученные в модели, сравнивали с ориентационными характеристиками рельефа, которые рассчитывались программой LESSA по данным SRTM *[Златопольский 2011]*. Рассматривался участок 995 км на 1260 км, с разрешением 90 м/пикс. Автоматически выявлялись линии хребтов, долин (будем называть их штрихи) и рассчитывалась их статистика в скользящем окне — общая плотность штрихов, плотность штрихов каждого направления, «розы-диаграммы» распределения штрихов по направлению, степень и направление вытянутости роз-диаграмм, линии вытянутости, которые показывают, как изменяется направление вытянутости роз-диаграмм по территории и др.

Схема поля напряжения фундамента сопоставлялась с построенными программой LESSA картами ориентировки и величины вытянутости роз-диаграмм рельефа дневной поверхности (**рис. 6**, **7**). Сходство модели оценивалось на качественном уровне.

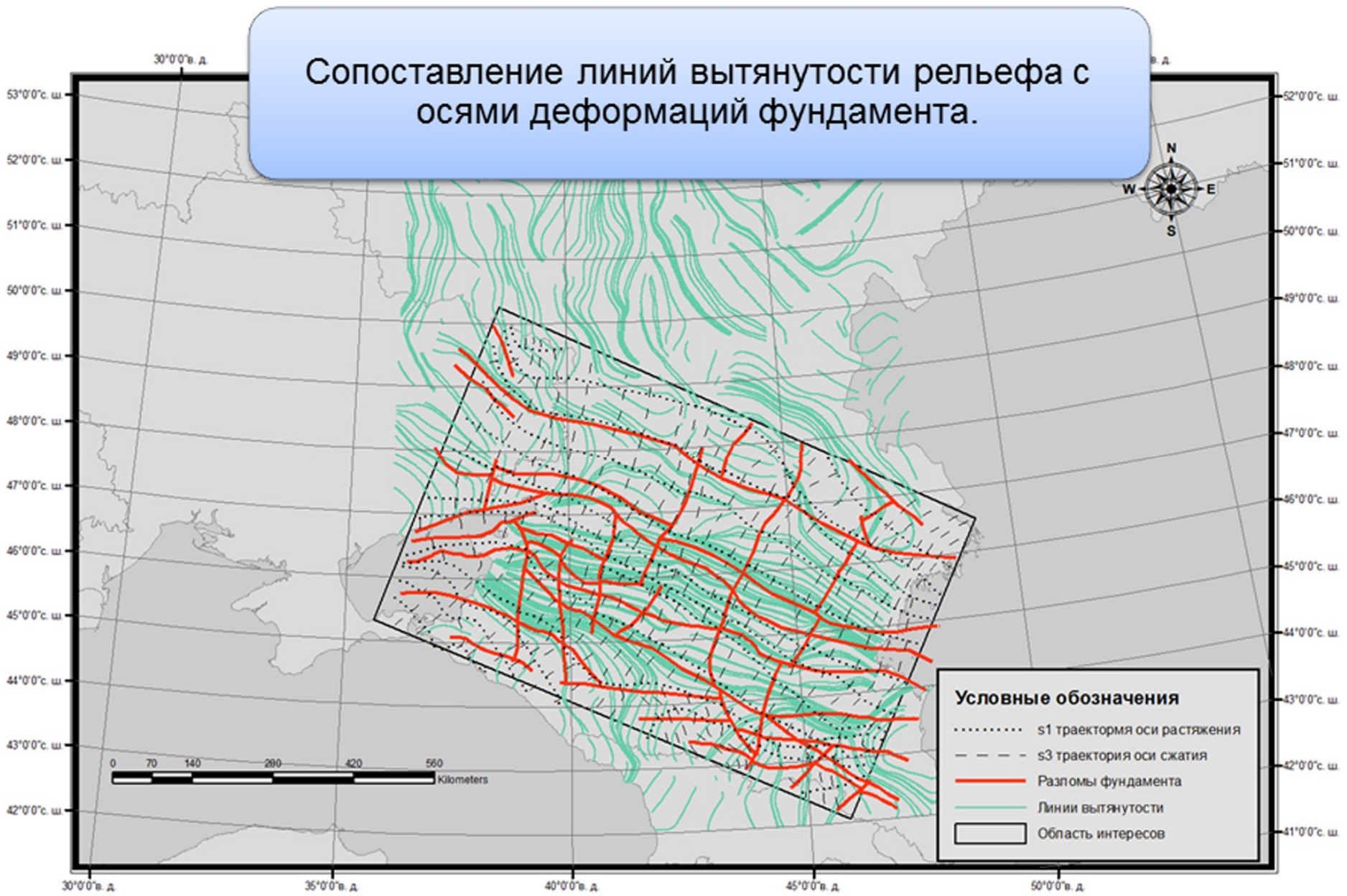

Рис. 6. Схема сопоставления линий вытянутости рельефа с осями деформаций фундамента Скифской плиты

Картина осей сжатия и растяжения фундамента, вытянутых в «кавказском» (запад — северо-западном) направлении сравнивалась с линиями вытянутости рельефа. Выделяется два основных максимума степени вытянутости роз-диаграмм в центре Скифии, что в целом совпадает с тектонофизической моделью, на которой также присутствуют два основных максимума (**рис. 7**).

Изменение параметров анализа рельефа не меняет общую картину. Наиболее высокая степень корреляции наблюдается при следующих параметрах расчета — разрешение 1,2 км/пикс и окно 115 км. То, что картина линий вытянутости и степени вытянутости в зоне Скифии в целом сходна для элементов рельефа разного масштаба, говорит о надежности результата этих исследований *[Зайцев и др. 2013]*.

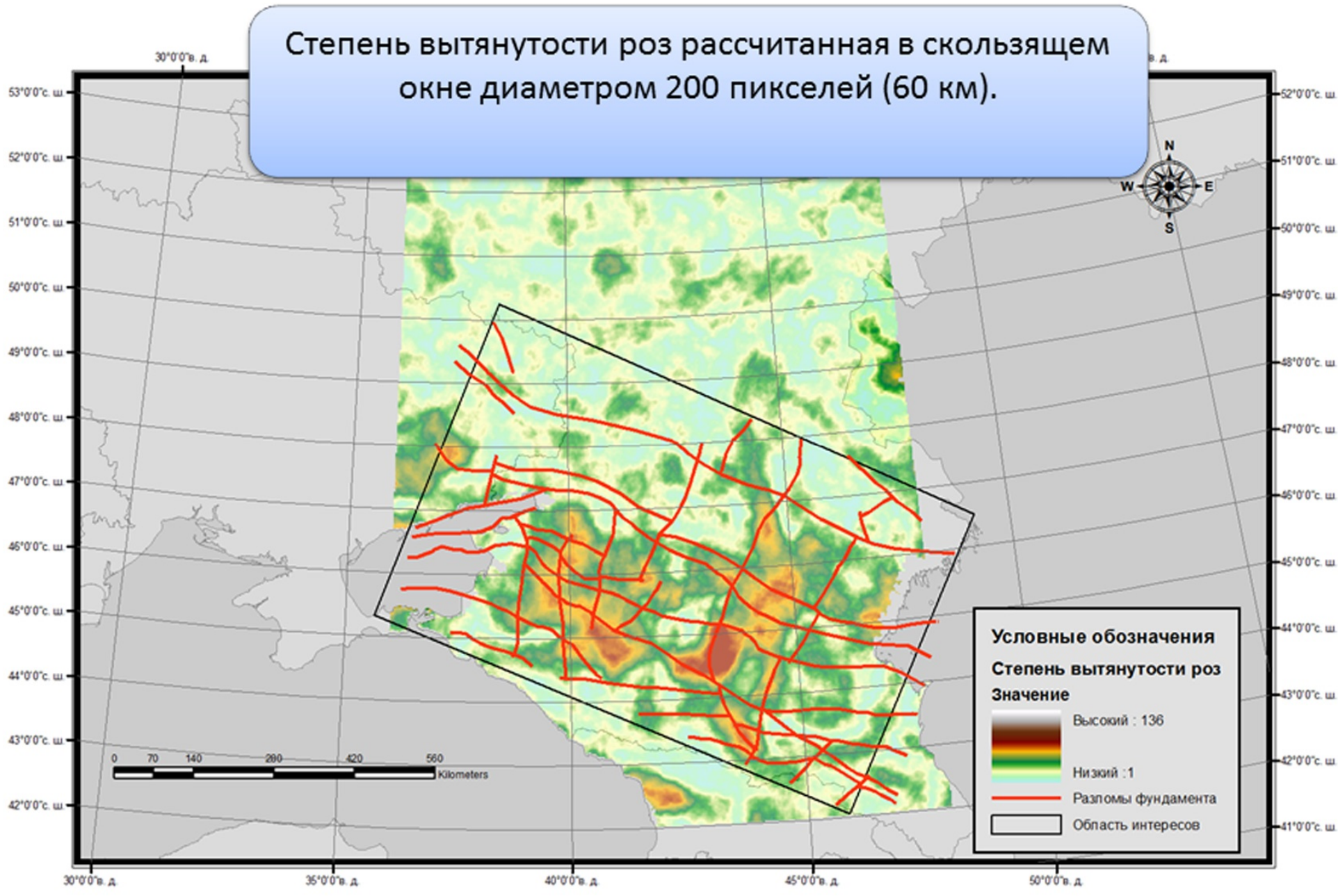

Рис. 7. Параметр анизотропии рельефа — «степень вытянутости роз-диаграмм», рассчитанный для Скифской плиты

Сравнение результатов моделирования с современной геодинамикой

Выявленные закономерности деформации фундамента Скифской плиты сравнивались с проявлениями современной геодинамики. Геодинамическая активность зон максимальных деформаций фундамента подчеркивается приуроченностью эпицентров землетрясений к наиболее протяженным зонам разрывов *[Каталог… 2012]*. Среди них Армавирская зона разрывов, зарождающаяся в области горно-складчатого сооружения Большого Кавказа и следующая субмеридионально, пересекая практически все структуры Скифской плиты до Цимлянского водохранилища. В северной части Ставропольского поднятия на эту зону проецируется эпицентр сейсмического события 1969 г. Восточнее Армавирской, к параллельной Калаусской зоне, тяготеют землетрясения 1999 г и 2006 гг. с магнитудами соответственно 4,1 и 4,4. Эпицентры землетрясений часто выстраиваются вдоль протяженных Краснодарской, Усть-Лабинской зон субмеридионального простирания. Сейсмически активными являются и зоны разрывов субширотного (запад-северо-западного простирания): Новотитаровская, Армавиро-Невинномысская, Южно-Манычская, Акшибай-Ергенинская, а также располагаются в области пересечения субмеридиональных и субширотных зон. Землетрясениями маркируются растущие поднятия Терской и Сунженской зон дислокаций, периферии Ставропольского, Ногайского и др. Решения фокальных механизмов также близки по ориентировке к осям сжатия и растяжения, полученными при тектонофизическом моделировании (**рис. 8**).

Один из показателей геодинамической активности — повышенный тепловой поток. Согласно *[Pollack et.al. 1991]* в центральной части наиболее деформированной зоны фундамента линии теплового потока вытянуты субмеридионально, а их максимальные значения приурочены к Ставропольскому поднятию, центральной части Манычской впадины и югу Сальско-Ергенинского поднятия. По геофизическим данным здесь существует положительная мантийная аномалия, имеющая субмеридиональное простирание и разделяющая Скифскую плиту на западную и восточную области *[Егорова, Старостенко 2006]*.

Косвенным доказательством роста новейших поднятий в геодинамически активной зоне является и нахождение здесь максимальных значений плотностей линеаментов разных направлений, отдешифрированных на космических снимках «Landsat-ETM». Для количественной оценки распространения линеаментов подсчитывалась плотность (густота) линеа-

ментов (м/км^2) в скользящем окне 115 км. Отметим согласованность областей максимальных значений деформации фундамента и максимальных значений плотности линеаментов (**рис. 9**).

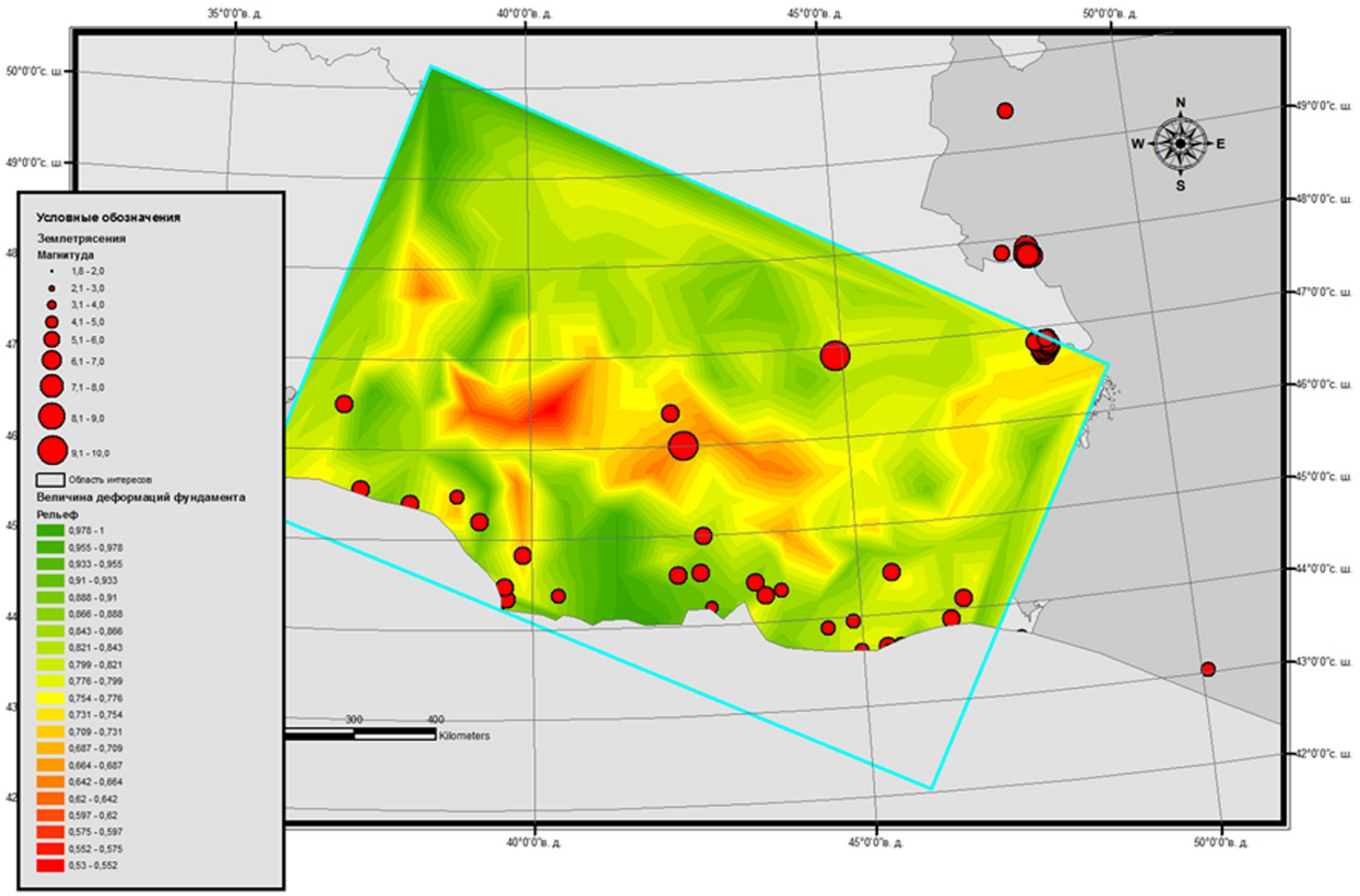

Рис. 8. Схема сопоставления величины деформаций фундамента Скифской плиты с характером распределения сейсмичности

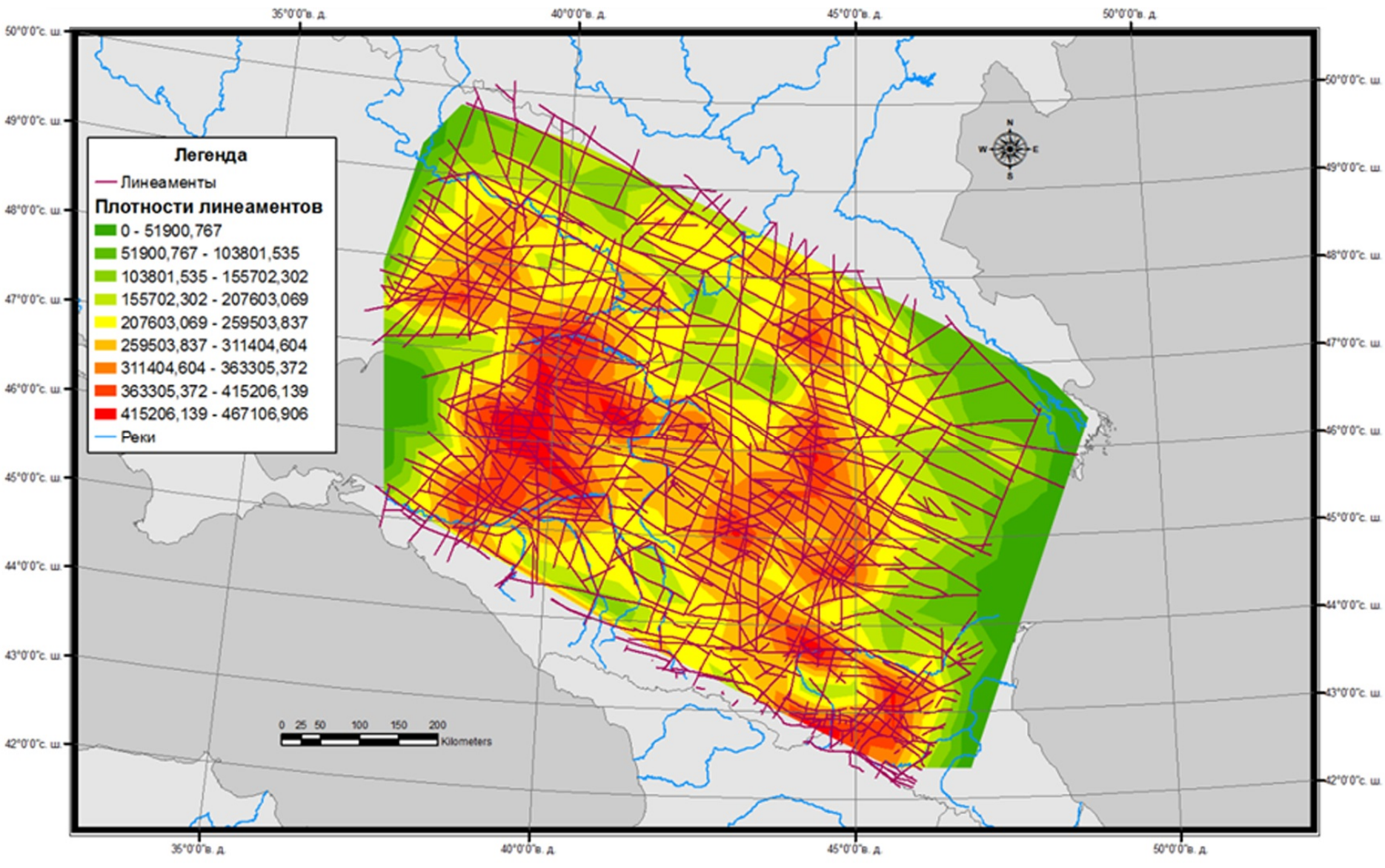

Рис. 9. Карта плотности линеаментов, отдешифрированных на космических снимках Landsat 7

Максимальные значения плотностей линеаментов приурочены на западе к Крыловскому, Батайскому и Выселковскому новейшим поднятиям. Повышенными значениями плотностей линеаментов характеризуется также северная область Ставропольского, восточная часть Прикумского (Прикумско-Тюленевский вал), а также южный склон Сальско-Ергенинского новейшего поднятия (восточная часть вала Карпинского), что указывает на активный их рост и подтверждается инструментальным наблюдениями *[Лилиенберг и др. 1997]*.

Таким образом, наблюдается явное соответствие максимумов плотностей линеаментов и растущих новейших поднятий, сосредоточенных в геодинамически активной зоне фундамента. Эти наиболее деформированные области обладают повышенными значениями теплового потока и сейсмичностью, что свидетельствует об их активизации.

Влияние новейшей геодинамики на распределение месторождений нефти и газа

Прикладным аспектом проведенных исследований явилось обнаружение взаимосвязей активных структур и месторождений нефти и газа. Максимальные скопления месторождений концентрируются в области сближения Ставропольского, Прикумского и Ногайского новейших поднятий в восточном сегменте Скифской плиты. Большинство месторождений приурочено к новейшим поднятиям Терской и Сунженской зон дислокаций Терско-Каспийской впадины. Серией нефтяных и газово-нефтяных месторождений подчеркивается зона Ахтырского разлома на границе Западно-Кубанской впадины и орогена Большого Кавказа. Многочисленные месторождения газа располагаются в области Выселковского, Крыловского, Батайского и Ставропольского новейших поднятий, в то время как нефтяные и газово-нефтяные залежи тяготеют к Прикумскому, Ногайскому, Южно-Ергенинскому и к ряду частных поднятий в пределах Прикаспийской впадины.

Следует отметить, что газовые месторождения тяготеют к центральной, наиболее нарушенной слабыми зонами области Скифской плиты, в то время как нефтяные тяготеют к менее деформированным периферическим участкам. Это может указывать на миграцию газа в условиях активизации структур на новейшем этапе развития. Путями миграции могут служить зоны разрывов и трещиноватости горных пород, которые сопровождают рост поднятий.

Заключение

Таким образом, проведенные структурно-геоморфологические исследования, дополненные анализом кривых тектонических движений с использованием методики back-striping, позволили во многом по-новому представить новейший структурный план Скифской плиты. Современный структурный рисунок Скифской плиты — сочетание разноранговых разрастающихся поднятий и узких редуцированных впадин преимущественно субширотного простирания, нарушенных «слабыми зонами» субкавказской и субмеридиональной ориентировок. Сопоставление последних с разрывными нарушениями разных структурных планов, установленными геолого-геофизическими методами, позволяет с большой долей уверенности говорить о тектонической природе выявленных дислокаций и считать «слабые зоны» разрывными нарушениями.

Результаты тектонофизического моделирования показали, что формирование новейшей структуры Скифской плиты происходит в обстановке субмеридионального сжатия, единой с горным сооружением Большого Кавказа. На единство указывает и сходство структурных рисунков новейших дислокаций, и корреляционные связи тектонических событий Кавказского орогена и Скифской плиты. Следует отметить, что в разных блоках фундамента траектории осей напряжений могут изменяться. Исходя из общей геодинамической ситуации региона, северо-западные (субкавказские) простирания являются, по-видимому, структурами сжатия (взбросами и надвигами), северо-восточные (субмеридиональные) отражают обстановки растяжения и могут интерпретироваться как раздвиги и сбросы. И те, и другие осложнены сдвиговой составляющей.

Выявленные новейшие дислокации развиваются в контексте с тектоническими процессами и событиями, происходящими в области горного сооружения Большого Кавказа, который разрастается, захватывая территории Скифской плиты и вовлекая ее в процесс поднятия. Воздымание последней выражается в зарастании ее поднятиями на фоне сокращения впадин. При этом реанимируются и частично наследуются как крупные пликативные структуры, так и фрагменты протяженных зон разломов фундамента преимущественно северо-западного (субкавказского) и субмеридионального простираний. Об активизации деформаций в наиболее геодинамически активных областях Скифской плиты, особенно в ее центральной части, свидетельствуют проявления современных тектонических процессов — вертикальных и горизонтальных движений, сейсмичности, повышенного теплового потока; здесь же отмечена максимальная концентрация газовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В., Гончаров М.А. Автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях тектонического моделирования // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка, 1991. С. 16—20.
2. Вишневский Л.Е., Панина Л.В. Поперечные зоны позднеюрских конседиментационных разломов Центрального Кавказа // Доклады АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С. 1183—1185.
3. Волож Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28—44.
4. Егорова Т.П., Старостенко В.И. Неоднородность верхней мантии Европы по комплексу геофизических данных // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 600—623.
5. Зайцев В.А., Златопольский А.А., Панина Л.В. Современный рельеф Скифской плиты как отражение деформаций фундамента // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2013. № 6. С. 13—18.
6. Зайцев В.А., Панина Л.В. Неотектоника и геодинамика Скифской плиты // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. № 1. С. 3—7.
7. Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 38—46.
8. Каталог Международного сейсмологического центра 1964—2008 [Электронный ресурс] // Мировой Центр данных по физике твердой Земли. 28.06.2012. Режим доступа: http://www.wdcb.ru/sep/seismology/cat_ISC.ru.html.
9. Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000. № 2. С. 26—41.
10. Короновский Н.В., Панина Л.В. Формирование структуры Предгорного Дагестана // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1995. № 4. С. 45 — 57.
11. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 383 с.
12. Костенко Н.П., Панина Л.В. Позднеорогенная структура Предкавказья // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2001. № 1. С. 11—20.
13. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для разных эпох // Геоморфология. 1997. № 4. С. 63—75.
14. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
15. Несмеянов Д.В., Захарова Л.Я., Тарсис А.Д., Шумова Т.Ф. Сопоставление результатов структурно-геоморфологических исследований и сейсморазведки для территории Терско-Кумского междуречья // Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1967. С. 164—169.
16. Никитин М.Ю. Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 221—238.
17. Новейшая тектоника и геодинамика. М.: Наука, 2006. 206 с.
18. Панина Л.В. Формирование структуры центральной части Терско-Каспийского передового прогиба (Терско-Сунженская нефтегазоносная область) // Тектоника и формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1988. С. 58—78.
19. Панина Л.В., Костенко Н.П. Новейшие деформации на востоке Скифской плиты // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2005. № 3. М.: МГУ. С. 5—12
20. Панина Л.В. Новейший структурный рисунок Скифской плиты // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2009. № 1. С. 23—31.
21. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азово-Черноморский регион, Скифско-Туранская плита и др.). М.: Научный мир, 2001. 135 с.
22. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 52 с.
23. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе — Армавир // Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС. 2001. С. 316—320.
24. Юнга С.Л. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 37—58.

25. Cloetingh S.A.P.L., Kooi H. *Tectonics of Sedimentary Basins. Practical Course*. Amsterdam: Vrije Universiteit, Department of Sedimentary Geology, 1990. 25 p.
26. Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. *The New Global Heat Flow Compilation*. Ann Arbor, Michigan: University of Michigan, Department of Geological Sciences, 1991. 413 p.

Цитирование по ГОСТ Р 7.0.11—2011:
Панина, Л. В., Зайцев, В. А. Новейшая геодинамика скифской плиты [Электронный ресурс] / Л.В. Панина, В.А. Зайцев // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. — 2016. — Т. 11. — Вып. 1: Система планета Земля. — Стационарный сетевой адрес: 2227-9490e-aprovr_e-ast11-1.2016.11.

GEODYNAMICS OF THE SCYTHIAN PLATE

Lyudmila V. Panina, Sc.D. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Chair of Dynamic Geology, Geological Department of Lomonosov Moscow State University
E-mail: lyudmila-v-panina@j-spacetime.com; panina53@mail.ru

Vladimir A. Zaitsev, Sc.D (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Chair of Dynamic Geology, Geological Department of Lomonosov Moscow State University
E-mail: vladimir-a-zaitsev@j-spacetime.com; v.zaitsev@mail.ru

Study of neotectonics and geodynamics of seismically active areas is of great interest, both scientific and practical.
Our article presents the results of structural–geomorphological analysis of the relief, back-stripping, tectonophysical modeling of tectonic deformations in the crystalline basement of the Scythian Plate, including estimated deformation values and stress field orientations, and statistical analysis of the radar satellite images using computer program LESSA. Recent uplifts and depressions complicated by weak zones (lineaments), many of which are faults, founded within the Scythian Plate using complex structural and geomorphological studies, which included visual interpretation of different-scale topographic maps, as well as an analysis and computer processing of radar satellite images. Based on the results of structural–geomorphological analysis and tectonophysical modeling, we identified an active geodynamic area in the basement of the Scythian Plate, which includes the Rostov salient, the northern part of the Stavropol uplift, Kuma–Tyulenev swell, the eastern part of the Karpinsky swell and Astrakhan salient. The morphostructural parameters of the Earth's surface, which were calculated using the LESSA program, were compared. The discovered active geodynamic area in the basement of the Scythian Plate is also characterized by maximal lineament densities, high heat flow, seismicity and the occurrence of hydrocarbon accumulations. It was shown that the orientation of deformations within the Scythian Plate and Greater Caucasus orogen exhibits good correlation with those documented in the modern structural geometry of the Scythian Plate. The similarity between ancient and modern geodynamic processes allows us to propose that deformational processes in the crystalline basement of the Scythian Plate play a significant role in the formation of the modern topography and makes it possible to use morphostructural parameters of the relief for studying the deep structure of platform covers.

Keywords: geodynamics, neotectonics, structural and geomorphological analysis, tectonophysical modeling, deformation, weak zones, lineament, fault, modern geodynamics, orientation parameters of the topography.

References:

1. Belousov V.V., Goncharov M.A. "Automatically Implementation of Similarity Conditions in the Simplest Cases of the Tectonic Modeling." *Experimental Tectonics and Field Tectonophysics*. Kiev: Naukova Dumka Publisher, 1991, pp. 16—20. (In Russian).
2. "Catalogue of the International Seismological Centre 1964—2008." *World Data Center for Solid Earth Physics.* N.p., 28 June 2012. Web. <http://www.wdcb.ru/sep/seismology/cat_ISC.ru.html>. (In Russian).
3. Cloetingh S.A.P.L., Kooi H. *Tectonics of Sedimentary Basins. Practical Course*. Amsterdam: Vrije Universiteit, Department of Sedimentary Geology, 1990. 25 p.

4. Egorova T.P., Starostenko V.I. "The Heterogeneity of the Upper Mantle of Europe by a Combination of Geophysical Data." *Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe*. Moscow: GEOKART Publisher, GEOS Publisher, 2006, pp. 600—623. (In Russian).
5. Kopp M.L. "Recent Deformations of the Scythian and South East-European Platforms as a Result of Pressure of the Arabian Plate." *Geotectonics* 2 (2000): 26—41. (In Russian).
6. Koronovsky N.V., Panina L.V. "Formation of Structure of Foothill Dagestan." *Moscow University Geology Bulletin* 4 (1995): 45—57. (In Russian).
7. Kostenko N.P. *Geomorphology*. Moscow: Moscow University Publisher, 1999. 383 p. (In Russian).
8. Kostenko N.P., Panina L.V. "The Late Orogenic Structure of the Caucasus." *Moscow University Geology Bulletin* 1 (2001): 11—20. (In Russian).
9. Lilienberg D.A., Kaftan V.I., Kuznetsov Yu.G., Serebryakova L.I. "Cartographic Models of Variations of Modern Tectonic Movements of Morphostructures of the Caucasus and Transcaucasia for Different Eras." *Geomorphology* 4 (1997): 63—75. (In Russian).
10. Milanovsky E.E. *Recent Tectonics of the Caucasus*. Moscow: Nedra Publisher, 1968, 483 p. (In Russian).
11. Nesmeyanov D.V., Zakharova L.Ya., Tarsis A.D., Shumova T.F. "Comparison of Results of Structural-Geomorphological and Seismic Studies of the Terek-Kuma Interfluve Area." *Structural and Geomorphological Researches in the Study of Oil and Gas Basins*. Moscow: Nedra Publisher, 1967, pp. 164—169. (In Russian).
12. Nikitin M.Yu. "Neotectonics of Mountain Dagestan." *Geology and Mineral Resources of the Greater Caucasus*. Moscow: Nedra Publisher, 1987, pp. 221—238. (In Russian).
13. Panina L.V. "Formation of Structure of the Central Part of the Terek-Caspian Advanced Deflection (Terek-Sunzha Oil and Gas Region)." *Tectonics and Formations of the Greater Caucasus*. Moscow: Nauka Publisher, 1988, pp. 58—78. (In Russian).
14. Panina L.V. "Recent Structural Pattern of the Scythian Plate." *Moscow University Geology Bulletin* 1 (2009): 23—31. (In Russian).
15. Panina L.V., Kostenko N.P. "The Latest Deformation in the East of the Scythian Plate." *Moscow University Geology Bulletin* 3 (2005): 5—12. (In Russian).
16. Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. *The New Global Heat Flow Compilation*. Ann Arbor, Michigan: University of Michigan, Department of Geological Sciences, 1991. 413 p.
17. Popkov V.I. *The Fold-Thrust Dislocations (Transcaspia, Ciscaucasia, the Azov-Black Sea Region, the Scythian-Turanian Plate, etc.)*. Moscow: Nauchny mir Publisher, 2001. 135 p. (In Russian).
18. *Recent Tectonics and Geodynamics*. Moscow: Nauka Publisher, 2006, 206 p. (In Russian).
19. Shebalin N.V. *Strong Earthquakes Foci on Territory of the USSR*. Moscow: Nauka Publisher, 1974. 52 p. (In Russian).
20. Shempelev A.G., Prutskiy N.I., Fel'dman I.S., Kukhmazov S.U. "Geological and Geophysical Model along the Profile Tuapse — Armavir." *Tectonics of Neogaea: General and Regional Aspects*. Moscow: GEOS Publisher, 2001, volume 2, pp. 316—320. (In Russian).
21. Vishnevsky L.E., Panina L.V. "Transverse Zones of the Late Jurassic Consedimentation Faults of the Central Caucasus." *Doklady Earth Sciences* 284.5 (1985): 1183—1185. (In Russian).
22. Volozh Yu.A. "Structure of the Karpinsky Ridge." *Geotectonics* 1 (1999): 28—44. (In Russian).
23. Yunga S.L. "Seismotectonic Deformations and Stresses in Folded Belts of Neotectonic Activization in Northern Eurasia." *Physics of the Solid Earth* 12 (1996): 37—58. (In Russian).
24. Zaitsev V.A., Panina L.V. "Neotectonics and Geodynamics of the Scythian Plate." *Moscow University Geology Bulletin* 11 (2011): 3—7. (In Russian).
25. Zaitsev V.A., Zlatopolsky A.A., Panina L.V. "Modern Relief of the Scythian Plate as a Reflection of the deformations of the Foundation." *Moscow University Geology Bulletin* 6 (2013): 13—18. (In Russian).
26. Zlatopolsky A.A. "New Possibilities of the LESSA Technology and Analysis of Digital Elevation Model. Methodological Aspect." *Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space* 8.3 (2011): 38—46. (In Russian).

Cite MLA 7:

Panina, L. V., and V. A. Zaitsev. "Geodynamics of the Scythian Plate." *Electronic Scientific Edition Almanac Space and Time* 11.1 ('The Earth Planet System') (2016). Web. <2227-9490e-aprovr_e-ast11-1.2016.11>. (In Russian).