

Т.П. Варшанина, О.А. Плисенко, А.А. Солодухин, В.Н. Коробков

Структурно подобная геодинамическая модель Краснодарского края и Республики Адыгея

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
Адыгейский государственный университет
Центр интеллектуальных геоинформационных технологий



ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ДОМ "КАМЕРТОН"

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
Адыгейский государственный университет
Центр интеллектуальных геоинформационных технологий

Варшанина Т.П., Плисенко О.А., Солодухин А.А., Коробков В.Н.

Структурно подобная геодинамическая модель Краснодарского края и Республики Адыгея



ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ДОМ "КАМЕРТОН"

Москва - Майкоп

2011

УДК913 (470.62)
ББК 26.829 (235.7)
В 18

Издание осуществляется в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009 – 2013 годы.

Контракты: П537 от 06.08.2009; П820 от 17.08.2009

Рецензенты:

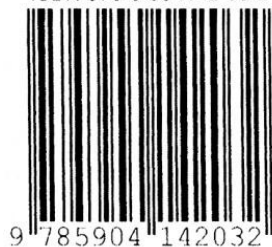
доктор биол. наук, Т.А. Трифонова
кандидат географ. наук И.В. Ивашкина

Варшанина Т.П., Плисенко О.А., Солодухин А.А., Коробков В.Н. Структурно подобная геодинамическая модель Краснодарского края и Республики Адыгея: Монография под ред. Б.И. Кочурова. – Москва – Майкоп: Издательский дом «Камертон» 2011. – 128 с.

ISBN978-5-904142-03-2

В монографии предлагается комплекс известных в географии методов для создания региональных геодинамических моделей, объединенных идеей структурно подобного моделирования географического пространства. На примере Северо-Западного Кавказа дается описание оригинальной методики воссоздания пространственно-временной дифференциации горизонтальных и вертикальных тектонических движений. Работа иллюстрирована рисунками и таблицами.

ISBN 978-5-904142-03-2



9 785904 142032

ББК 26.829 (235.7)

© ООО Издательский Дом «Камертон» 2011

ПРЕДИСЛОВИЕ

В области управления риском геодинамических процессов в настоящее время в первую очередь разрабатываются системы прогнозирования землетрясений высокой магнитуды на основе мониторинга комплекса предвестников.

В то же время даже при незначительных скоростях тектонических смещений происходят разрывы нефте- и газопроводов, ирригационных систем, смещения буровых колонн, разрушения полотна железных и шоссейных дорог, промышленных и жилых зданий.

Неизбежность и повсеместность геодинамического риска как естественного явления, приводящего к техногенным бедствиям и катастрофам, привели к появлению нового научного направления экологической геодинамики, и ее прикладного раздела – инженерной геодинамики.

Геодинамическая безопасность жизни и хозяйственной деятельности человека обеспечивается в настоящее время системами дистанционного зондирования и наземного инструментального мониторинга. Эти технологии вносят существенный вклад в развитие представлений о механизмах и пространственно-временной закономерности геодинамических процессов.

При этом остается актуальной проблема создания системных пространственно-временных моделей хода тектонических процессов и дифференциации тектонических напряжений на региональном уровне.

Высокие сложность и степень неопределенности механизмов и пространственно-временной закономерности геодинамических процессов, вынуждают к поиску, наряду с традиционными методами тектонофизики, новых методов пространственно-временного анализа тектонических систем, позаимствованных из арсенала смежных наук.

В данной работе для создания системных геодинамических моделей предлагается комплекс известных в географии методов, объединенных идеей структурно подобного моделирования географического пространства, позволяющего на основе принципа структурного подобия смежных географических сущностей выходить на определение меры параметров порядка – предикторов искомых процессов.

1. ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОГНОЗА СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ СТРУКТУРНО ПОДОБНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Региональные геодинамические модели разрабатываются в настоящее время в первую очередь в целях обеспечения прогноза сейсмической опасности.

Примером могут служить две ведущие теории сейсмогенеза, развиваемые в нашей стране.

1. Вследствие того, что именно к линеаментам и узлам их пересечения приурочены катастрофические сейсмические проявления, разработана теория, объясняющая закономерности периодичности и силы сейсмических проявлений в зависимости от дискретно-волновых процессов в линеаментах [23].

Установлено, что размеры в плане и по вертикали геоблоков и разделяющих их линеаментов характеризуются соответствием их рангам. В свою очередь размеры структурных элементов геодинамической системы имеют прямое соответствие с величиной магнитуды происходящих землетрясений.

Выявлены *среднестатистические* закономерности пространственного распределения очагов землетрясений по их магнитуде в зависимости от размеров структурных элементов (блоков) геодинамической системы. Взаимосвязь во фрактальной упорядоченности разломов, геоблоков и сейсмических очагов, а также в синергетическом развитии сейсмогеодинамических процессов, была положена в основу обобщенной (идеализированной) фрактальной решеточной модели сейсмогенеза.

Эта модель была успешно использована ее автором для обоснования общего сейсмического районирования территории Россий-

ской Федерации и всей Северной Евразии при создании карт ОСР-97, но, не обеспечила эффективный прогноз землетрясений.

2. С позиции квантовой тектоники в рамках волновой ротационной модели литосферы рассматриваются движения сейсмофокальных блоков. Решаются задачи о поле упругих напряжений, возникающих вокруг блоков земной коры, взаимодействующих с тектоническими волнами и поворачивающихся за счет внутренних источников энергии.

При этом подчеркивается, что описание перестроек сейсмофокальных блоков и решение проблемы прогноза землетрясений, с одной стороны должно опираться на размеры конкретных сейсмофокальных блоков, их упругих модулей, плотности и угловой скорости планеты, с другой стороны в исследование физики процесса необходимо включать совокупность очагов землетрясений (совокупность сейсмофокальных блоков) [2].

Первый алгоритм, нацеленный на прогноз сильных землетрясений, в котором использовался комплекс прогностических характеристик, разработан на основе алгоритма КОРА-3 [6].

Теоретической предпосылкой алгоритма прогнозирования землетрясений стало представление о том, что крупные черты рельефа сейсмоактивных регионов образовались в результате горообразовательных тектонических процессов, захватывающих глубины литосферы, сопоставимые с глубинами возникновения очагов землетрясений и, следовательно, особенности рельефа должны отражать потенциальные возможности среды генерировать сильные землетрясения.

Прогнозирование землетрясений при этом рассматривают как последовательность действий, направленных на выделение характерных признаков или аномальных изменений в различных геолого-геофизических полях, их совместное рассмотрение и анализ с целью определения места, силы и времени возникновения землетрясения.

Обучение КОРА-3 производится по набору индикационных признаков высокосейсмичных и низкосейсмичных морфоструктур-

ных узлов, к которым отнесены «сильные» и «слабые» характеристики. «Сильные» характеристики: 1) число разломов в узле больше или равно 3; 2) высокий порядок разлома, проходящего через узел или на расстоянии до 30 км от него; 3) размах высот свыше 2,5 км.

Затем к числу «сильных» индикационных признаков были добавлены данные о гравитационных аномалиях Буге. Кроме «сильных» учитываются и «слабые» характеристики: 1) абсолютные высоты более 4 км; 2) отсутствие в узле сочетания гор с предгорными возвышенностями; 3) большая или малая площадь рыхлых толщ.

Согласно обозначенному алгоритму, в диагностику включается большое количество индикаторов, набор которых, по-видимому, может изменяться в конкретных геоморфолого-тектонических условиях.

К существенному недостатку алгоритма прогноза землетрясений на основе КОРА-3 является применение в качестве индикаторов потенциальных возможностей среды генерировать сильные землетрясения комплекса физиономических признаков морфоструктурных узлов, опосредовано отражающих специфику сейсмических процессов, но не обуславливающих порядок их хода.

Таким образом, анализ представлений, сложившихся в области теории сейсмогенеза, показал следующее:

1) известные подходы исследования и прогноза сейсмотектоники опираются на морфоструктурную организацию рельефа, включающую иерархию морфоструктурных линеаментов, блоков и узлов;

2) тектонические процессы, порождающие морфоструктурные элементы рельефа и обуславливающие их развитие, характеризуются высокой степенью неопределенности, с чем связано привлечение большого количества предикторов прогноза, что затрудняет прогнозирование сейсмической опасности известными статистическими методами.

Снижение сейсмического риска связывают с повышением точности выявления очаговых зон и надежности прогноза места и

времени разрушительных землетрясений.

Мировая практика показала, что возникновение землетрясений невозможно объяснить в рамках теорий, рассматривающих процессы их подготовки в очагах сильных землетрясений.

Необходимо изучение пространственно-временной структуры земной коры обширных территорий, включающих области подготовки очагов сильных землетрясений, т.е. необходимо иметь системную геодинамическую модель среды, в которой расположен очаг землетрясения и данные о пространственной дифференциации движений земной поверхности в этой среде в современную эпоху и в историческом прошлом.

Геодинамическая система Земли является сложной самоорганизующейся системой, т.е. динамической системой способной восстанавливать структуру и поведение для компенсации возмущающих воздействий или изменять их, приспосабливаясь к условиям среды посредством положительных и отрицательных связей.

По законам термодинамики такое возможно только в открытых системах, в которые вещество, содержащее свободную энергию, входит в большем количестве, чем необходимо для компенсации роста энтропии, обусловленного процессами, происходящими в самой системе [33].

Именно поступающая в систему энергия делает возможной ее дифференциацию, которая затем происходит согласно внутренним законам организации системы.

Исходя из свойств системной сущности географических систем [22, 31], при построении геодинамической модели необходимо соблюдать следующие принципы:

1. Системной геодинамической моделью можно считать только такие построения, которые представляют её иерархическую пространственно-временную структуру.

2. Структурной моделью геодинамической системы территории можно считать только такие построения, которые структурно подобны иерархической пространственно-временной структуре системообразующих потоков энергии.

Системная «хорошо структурированная» геодинамическая модель территории может выступать не только базисом исследования геофизических процессов подготовки в очагах сильных землетрясений, но и как самостоятельное средство прогноза сейсмичности на основе современных численных методов и инструментов теории динамических систем.

К общим установкам методологии теории динамических систем относится требование выявления параметров порядка системных процессов, являющихся их продуктивными предикторами, на основе объективной иерархической структурной организации сложной системы.

В иерархической структурной организации сложной системы каждый уровень укрупнения и усложнения структуры объектов/процессов определяют динамические переменные, играющие роль неравновесных коллективных параметров порядка.

Для систем прогнозирования нелинейных природных процессов, основанных на современных методах теории динамических систем, необходимы показатели-индикаторы:

- являющиеся мерой параметра порядка прогнозируемого процесса;
- являющиеся интегрированной мерой параметров нескольких характеристик прогнозируемого процесса;
- способные к агрегированию при прогнозировании поведения сложных систем;
- обладающие низким уровнем неопределенности.

Согласно современным представлениям структура эндогенного энергетического поля в фокусе земной поверхности обусловлена конвективными процессами в мантии, литосфере и земной коре [3].

Система конвекции в мантии образует иерархический ряд взаимодействующих слоев и рядов конвективных ячеек, обуславливающих соответствующий им иерархический ряд тектонических (энергетических) течений в геосферах. В итоге интерференции разномасштабных тектонических течений в геологической среде формируется тектонический рельеф земной поверхности структурно

подобный структуре эндогенного поля энергии.

Конкретные формы тектонического рельефа – структурно-геологические объекты, образующиеся в условиях напряжений сжатия, растяжения и сдвига, реализуются в соответствии с реологическими свойствами неоднородной геологической среды.

Механическое взаимодействие блоков, протекающее в условиях стесненной деформации, ведет к концентрации напряжений в местах заторможенных сдвигов. Неравномерность смещений по границам блоков порождает также поля поворотных моментов, действующих на блоки.

Релаксация возникающих напряжений разрешается путем структурных перестроек. При наличии концентраторов, способных эффективно гасить напряжение, например, перераспределением напряжений между другими концентраторами, структурные перестройки осуществляются медленно, путем изменения внутренней структуры и конфигурации блоков.

Если релаксационные возможности системы ограничены, при достижении напряжениями предела прочности пород, концентраторы разрушаются с образованием новых структурных элементов, способных эффективно релаксировать напряжения. В блоках концентраторах возникает система трещин и разрывов различного соотношения, формирующих своеобразные структурные рисунки [3].

Рассматривая возможные подходы к разработке модели блокового строения территории, необходимо принять во внимание следующие факты.

Несмотря на то, что в геотектонике разработаны тектонические карты России различной детальности, отражающие закономерную ориентацию зон разломов, они не в полной мере соответствуют реальной геодинамической обстановке на земной поверхности.

В первую очередь связано это с тем, что разломы, идентифицируемые методами геологии, различаются по степени активности в настоящее время. В то же время актуотектонические элементы геодинамической системы не только поддаются выявлению извест-

ными методами, так как они находят четкое отражение в рельефе, но и ранжированию по тектонической активности.

На возможность выявления тектонических структур с использованием морфометрических данных рельефа впервые указал В.П. Философов [29]. Разработанный В.П. Философовым морфометрический метод поиска тектонических структур, основан на том, что количественные характеристики рельефа тесно связаны с движениями и структурами земной коры.

Этот метод позволил выделять локальные и региональные элементы тектонического строения земной коры на уровне геологических тел и определять новейшие движения тектонических структур.

Разработанный Е.Я. Ранцман и М.П. Гласко метод морфоструктурного районирования (МСР) позволяет по данным топографических карт выявлять разломные структуры в их реальных границах и по формализованным признакам определять иерархию тектонических структур, контролирующей современный рельеф.

На схемах МСР выделяются три элемента современной блоковой структуры земной коры: блоки трех рангов однородности территории; границы блоков – линейные зоны (линеаменты), ранг которых зависит от уровня морфоструктурной однородности ограничиваемых ими блоков; морфоструктурные узлы – места пересечений или сочленений линеаментов разных простираний.

Можно утверждать, что тектонические блоки, контролирующей современный рельеф, перемещаются как тела, различающиеся направлением и интенсивностью тектонических движений. Эти обстоятельства определяют необходимость морфоструктурного районирования территорий в качестве морфотектонической геодинамической модели.

Производимые по методу МСР карто-схемы согласуются с данными неотектонического районирования территорий и историей развития рельефа.

Предложенный В.П. Философовым морфометрический метод построения полибазисных/вершинных поверхностей открывает

возможности автоматизированного вычисления горизонтальной, вертикальной и общей расчлененности рельефа.

При этом карта коэффициента общей расчлененности рельефа отражает структуроформирующую динамику территории – фиксирует интенсивность и направленность локальных поднятий и прогибов. Картографирование разности вершинных/базисных поверхностей позволяет вычислить приближенные относительные амплитуды и направленность новейших тектонических движений, активность геодинамических процессов в региональном плане.

Так как системно-структурная (иерархическая) блоковая геодинамическая модель территории структурно подобна эндогенному энергетическому полю, появляются возможности определения параметров, интерпретирующих пространственную структуру его энергетики и закономерности её соответствия (подобия) конкретным геодинамическим обстановкам, т.е. соответствия ходу тектонических напряжений, приводящих к катастрофическим последствиям.

Исследование исторической динамики с одной стороны структуры эндогенного поля энергии в фокусе земной поверхности в конкретных геодинамических обстановках, с другой – сейсмических событий, позволит выделить современными численными методами самоподобные ситуации хода тектонических напряжений и сейсмических проявлений и вычислить соответствующий прогноз.

В качестве индикатора направления и интенсивности исторических трендов движения блоков, применяется величина и румб градиента приращения/убывания мощности слоя земной коры между базисными поверхностями за конкретный период геологического времени [23].

Румб градиента указывает на направление наиболее интенсивного взаимодействия соседних блоков, т.е. на направление движения блока, а скалярная величина градиента отражает интенсивность взаимодействия блоков. Математические операции с полученными векторами дают возможность определить характер движения блоков, выявить блоки-концентраторы.

Построенные градиентные поля соответствуют структуре эндогенного поля энергии в фокусе земной поверхности, формирующегося в реальной геологической среде с присущими ей реологическими свойствами.

Градиент приращения/убывания мощности слоя земной коры между базисными и топографической поверхностями: обладает невысокой степенью неопределенности; является интегрированной мерой нескольких параметров прогнозируемого процесса: напряженности поля эндогенной энергии, скорости и направления движения блока.

Таким образом, можно утверждать, что этот показатель является мерой параметра порядка пространственно-временного хода тектонического процесса и может быть использован для его прогнозирования.

Разработанный авторами данной работы способ построения системной актуальной геодинамической модели территории, включает комплекс известных методов:

- метод морфоструктурного районирования Е.Я. Ранцман, М.П. Гласко;
- метод ранжирования водотоков Философова-Страллера;
- метод построения полибазисных поверхностей В.П. Философова;
- метод построения морфометрических карт для геодинамического анализа В.П. Философова;
- методы анализа векторного поля (Акритас, 1994; Поландов и др., 2005; Панкратьев, 2007);
- метод построения гравитационно-динамической модели трехмерной геометрической поверхности рельефа – Gravity;
- методы графового анализа.

Результаты исследований территории Краснодарского края и Адыгеи с помощью этих методик послужили для обоснования технологии построения цифровой системной геодинамической модели с использованием прикладной геоинформационной системы научных исследований.

Первый опыт решения задачи построения в геоинформационной среде геодинамической модели территории принадлежит коллективу исследователей из Бонна [13], которые разработали кинематическую тектоническую модель ключевой площади, расположенной в нижней части бассейна Рейна, в программном продукте ГИС GOCAD.

ГИС GOCAD создана в Боннском университете для моделирования геологической среды (стратиграфии, тектоники) на основе ядра GeoToolKit, работающего с пространственной системой управления объектно-реляционной базой данных GeoStore. ГИС GOCAD поддерживает пространственно-временные модели данных (3D/4D), а также три типа операций над ними: топологические, геометрические, семантические [32].

Принципиальными недостатками боннской модели, разработанной по данным геологических исследований ключевой площади, являются отсутствие как анализа пространственно-исторической дифференциации тектонических движений выделенных блоков, так и оценки относительной интенсивности их взаимодействия.

Отсутствует также соответствие тектонической модели морфоструктурной организации участка. Вследствие этого, такую модель нельзя отнести к актуотектоническому ее варианту и включать в исследования, связанные с сейсмическими проявлениями. Модель не является универсальной, так как отражает частный аспект организации геологической среды.

В данной работе обосновывается включение в перечень основных методов региональной геодинамики геоинформационного моделирования геодинамических процессов, позволяющего оперативно на значительные площади воссоздавать координированные актуотектонические модели территорий, а также строить аналогичные модели исторических геодинамических обстановок.

2. МЕТОД МОРФОСТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА РЕГИОНАЛЬНОМ УРОВНЕ

В геотектонике известны представления о блоковой структуре земной коры, о закономерной ориентации зон разломов и планетарной трещиноватости горных пород и о связи форм рельефа с тектоническими структурами.

Крупные формы земной поверхности, в образовании которых главная роль принадлежит эндогенным процессам и в морфологии которых четко отражены геологические структуры названы И.П. Герасимовым морфоструктурами. Морфоструктуры – целостные орографические и тектонические образования земной коры.

Рассматривая возможные подходы к разработке геодинамической модели территории, необходимо принять во внимание следующие факты.

1. Несмотря на то, что в геотектонике разработаны тектонические карты России различной детальности, отражающие закономерную ориентацию зон разломов, они не в полной мере соответствуют реальной геодинамической обстановке на земной поверхности.

В первую очередь связано это с тем, что разломы, идентифицируемые методами геологии, различаются по степени активности в настоящее время.

2. Как утверждают данные тектонофизики, в соответствии с изменением реологических свойств геосфер по вертикали линейная скорость тектонических течений в земной коре изменяется от слоя к слою. Так что разломы в поверхностных слоях земной коры или расположены наклонно по отношению к их глубже лежащим сег-

ментам, или несколько с ними не совпадают.

3. Вследствие того, что для жизни и деятельности человека критичным является расположение разломных зон на поверхности рельефа, на блоковых моделях территории необходимо отобразить положение только активных в настоящее время разломных зон идентифицируемых в рельефе.

4. Тектонические структуры, сформированные в рельефе (морфоструктуры) – это эмпирически объективные элементы земной коры, доступные для выделения в их реальных границах, обладающие малой степенью неопределенности, структурно подобные сложной системе тектонических течений в земной коре, которые, в свою очередь, структурно подобны сложной системе тектонических течений в мантии.

Координированное поле структурных элементов тектонического рельефа различного ранга является основанием, относительно которого следует строить трехмерные пространственно-временные модели тектонических процессов в теле Земли для создания интегрированных ГИС в целях системных исследований тектонических процессов.

Разработанный метод морфоструктурного районирования (МСР) [28] позволяет по данным топографических карт выявлять разломные структуры в рельефе в их реальных границах и по формализованным признакам определять иерархию тектонических структур в рамках системной геодинамической модели.

К главным положениям, на которых основано составление схемы современной блоковой структуры земной коры, авторами методики МСР отнесены следующие:

1. Элементы блоковой структуры МСР связаны между собой – блоки определяют положение линеаментов, пересечения линеаментов (или их сочленения) формируют узлы; все элементы вместе образуют единую систему и не могут рассматриваться независимо.

2. Элементы МСР иерархически упорядочены – от уровня однородности рельефа блоков зависят ранги линеаментов.

3. Элементы МСР различаются по активности тектонических

процессов – линеаменты тектонически активнее блоков, узлы – активнее линеаментов.

4. Процедура МСР формализована – определены идентификационные показатели единиц районирования и последовательность их выделения.

Согласно методике МСР выделение современных морфоструктур (тектонических единиц рельефа) производится по параметрам группы информативных признаков рельефа, к которым отнесены:

1) высоты местности – изменения высот отражают пространственные изменения вертикальных движений земной коры;

2) ориентация линейных форм рельефа – прямолинейных участков русел рек и других эрозионных форм, уступов между разновысотными ступенями рельефа. Изменения в их ориентации означают переход к другим видам тектонических напряжений;

3) тип рисунка речных долин, тесно связанный с направлением и крутизной наклона поверхности.

Блоки в системе МСР представляют территорию, в пределах которой все информативные признаки рельефа имеют близкие значения или значения признаков меняются постепенно. Граница блока проводится там, где происходит резкое и существенное изменение (увеличение градиента) хотя бы одного информативного признака рельефа.

Границами блоков являются линейные зоны – морфоструктурные линеаменты шириной от 10 до 40 км, протяженностью от 100 до 1000 км и более. В зонах линеаментов увеличена степень дробления земной коры, их поверхность имеет более выровненный характер.

Применение перечисленных информативных признаков рельефа, при соблюдении методики, предложенной её авторами, позволяет однозначно выделить все элементы актуальной геодинамической модели территории.

2.1. Методика морфоструктурного районирования

Морфотектонические схемы рекомендуется составлять по топографическим картам масштаба крупнее конечного масштаба схемы. При конечном масштабе схемы 1:500000 предварительные схемы составляются на основе карт масштаба 1:200000.

На орографическую карту переносят границы горных хребтов, межгорных, краевых и внутригорных котловин, продольных долин, горных плато и массивов.

Гипсометрические интервалы варьируют. На равнинах с высотами до 300-400 метров изолинии проводятся через каждые 20 м, для предгорных возвышенностей – через 100 м, для склонов гор – 500 м. При необходимости интервалы могут меняться для лучшего отображения выдающихся элементов рельефа, к примеру: для холмистой равнины они могут составлять 30-50 м, для горных хребтов – 1500 м.

На схемах горного рельефа определяются переломы простираний или смещения линий осей и подножий хребтов. В случае, если новое направление или смещение сохраняется на расстоянии порядка более $1/5$ их общего протяжения и различие их простираний превышает 20° , горный хребет разделяется на два блока. В противоположном случае, когда несколько хребтов имеют близкие высоты, оси и подножья близпараллельны, межгорные и внутригорные котловины той же ориентации, такую территорию объединяют.

При выделении тектонических блоков соблюдаются следующие условия.

Макроблок – первый уровень иерархии блоков. Он объединяет территорию с единым типом истории формирования рельефа и общим обликом рельефа. Соседние единицы МСР первого ранга обладают другой историей формирования рельефа или, при той же истории, другим обликом рельефа.

Мезоблок – второй уровень иерархии в системе МСР. Мезоблок объединяет блоки, на территории которых информативные признаки (или один из признаков) последовательно меняются при

переходе от одного блока к другому, соседнему. Граница мезоблока проводится там, где установленная последовательность (закономерность) нарушается.

Блоки представляют третий уровень иерархии блоковых структур в системе МСР.

Территории с общей историей формирования рельефа могут различаться обликом рельефа. Облик рельефа определяется следующими значениями и сочетаниями признаков рельефа:

а) уровнем высот – в горах различаются низкие горы (до 1500 м), средневысотные (до 3500 м), высокие (до 5500 м) и высочайшие (до 7000 м и выше). На равнинных территориях порог различия в высоте определяется в $2/5$ от максимальных значений высоты (на Русской равнине максимальная высота порядка 250 м – порог различия высоты макроблоков равен 100 м);

б) сочетанием разных крупных элементов рельефа: в горах – горных хребтов, межгорных котловин, внутригорных впадин, продольных долин, плато и нагорий; на равнинах – низменностей, возвышенностей, плато;

в) преобладающей ориентацией крупных элементов рельефа; для горных территорий различие ориентации определено в 90° , для равнин – в 45° ;

г) однотипным рисунком речной сети (рис. 1).

В расчет принимаются русла рек первых трех порядков.

К индикационному показателю объективности выделения блоков относится специфическое отличие розы-диаграммы трещиноватости. Составляются розы-диаграммы трещиноватости для каждого блока (на диаграмме длина каждого луча пропорциональна сумме длин линейных элементов рельефа данного азимута). Составлению розы-диаграммы трещиноватости блока предшествует процедура выделения прямолинейных участков рисунка рельефа.

Тип	Перистый			Древовидный		Радиально-концентрический	Одностовольный	Решетчатый
Подтип	прямоугольный	остроугольный	односторонний	прямоугольный	остроугольный	центробежный	центростремительный	

Рис.1. Типы речной сети (по Е.Я. Ранцман, М.П. Гласко, 2004).

Для равнинных территорий с топографической карты переносятся прямолинейные участки русел рек всех порядков, тальвегов балок, оврагов, тыловых швов надпойменных террас и пойм, береговых линий озер и болот, уступов террас и коренных бортов, уступов междолинных пространств.

Минимальный размер линейных элементов рельефа в масштабе не менее 1 см (при масштабе 1:50000 – не менее 5 км). Отклонение от линии оси основного направления прямолинейного участка не должно превышать 1/10 протяженности линейного участка. Также на схему переносятся концентрические элементы.

Для выделения макроблока при общей истории формирования рельефа обязателен и единый облик рельефа. Соседние территории, имеющие общую историю, но разный облик рельефа, должны быть отнесены к разным единицам районирования первого ранга.

Границами блоков являются морфоструктурные линеаменты. В зонах линеаментов происходят относительные перемещения прилегающих к ним блоков. Линеаментам, ограничивающим макроблоки, присваивается первый ранг, ограничивающим мезоблоки – второй ранг и ограничивающим блоки – третий ранг.

Исключение представляет группа линеаментов, которую авторы методики называют главными сдвигами. Им присваивается первый ранг независимо от того, блоки какого ранга они разделяют.

Зоны линеаментов характеризуются рядом специфических морфоструктурных признаков, которые позволяют отделить линеаменты от блоков и рассматривать как самостоятельные единицы

МСР. В продольных линеаентах выражены преимущественно вертикальные движения.

Главные сдвиги, ориентированные косо относительно крупных элементов рельефа, представляют зоны крупных разломов, в которых происходят крупномасштабные горизонтальные перемещения. Протяженность зон достигает сотни и тысячи километров.

Продольные линеаменты следуют вдоль границ крупных элементов рельефа. При этом линеамент отделяет область устойчивого поднятия от области относительных опусканий, тогда как в самой зоне линеаента происходит смена знака тектонических движений.

В зоне обычно сочетаются контрастные типы рельефа: крутой склон хребта – с предгорной возвышенностью, или подгорной равниной, или дном продольной долины.

На значительной части своего протяжения продольные линеаменты представляют зоны крупных тектонических разломов, выраженных на поверхности или предполагаемых по тектоническим данным. На поверхности крупный разлом чаще всего выражен системой близпараллельных дизъюнктивных и флексурных нарушений, дробящих зону линеаента на несколько узких подвижных блоков.

Геологическими свидетельствами погребенного разлома являются деформации молодых отложений, покрывающих разлом, а также линейный контакт вдоль зоны разлома между молодыми отложениями и древними породами.

Поперечные линеаменты выражены прерывистыми формами: участками долин (долин прорыва), линиями дизъюнктивных нарушений и флексур (тектоническими уступами), узкими интрузивными телами, контактами разновозрастных пород поперечного простирания, а также отдельными грядами и хребтами.

Положение зоны поперечного линеаента рекомендуется определять по диагностическим признакам, которые отмечаются в местах пересечения поперечной зоны с продольными морфоструктурами. К таким признакам отнесены:

а) резкое изменение азимута простирания оси или линии подножия хребта, а также и аналогичное изменение в положении про-

дольной долины, продольного линеамента;

б) резкое увеличение или уменьшение высоты осевой части хребта;

в) окончание крупных элементов рельефа – они подходят к одной из сторон зоны поперечного линеамента, но не продолжают по другую ее сторону;

г) резкое различие мощности отложений в межгорных котловинах по обе стороны от предполагаемого линеамента.

Основанием для подразделения плато или нагорья на отдельные блоки является линейная зона с резким перепадом высот.

Морфоструктурные линеаменты равнинных территорий не разделяются на типы, так как они всегда представлены прерывистыми, близко расположенными линейными формами рельефа, вытянутыми в едином направлении на большом протяжении. Они отражают нарушения фундамента или покровных платформенных отложений.

При пересечении или причленении двух или нескольких (обычно не более четырех) линеаментов образуются морфоструктурные узлы. В узле горных территорий чаще пересекаются продольный и поперечный линеаменты, но встречаются и узлы, созданные пересечением продольных линеаментов разных простираний, а также пересечением (как правило, причленением) продольного или поперечного линеамента с главным сдвигом.

При вступлении в узел зона линеамента претерпевает существенные изменения – она дробится на прямолинейные отрезки разных простираний. В узлах формируется мелкоблоковая структура, отраженная на земной поверхности в мозаичном сочетании различных ландшафтов, почвенного покрова, горных пород.

Для узлов характерно сочетание контрастных форм рельефа – крутых уступов и низин. Смещение масс на склонах сопровождается крупными обвалами и обрушениями, оползнями и отседаниями склонов на равнинах. Слияние нескольких рек в узлах создает повышенное обводнение – единая пойма обычно заболочена. Территория узлов снижена относительно соседних блоков.

В зонах тектонического дробления на глубинах порядка 5-7 км и до 40 км возникают очаги землетрясений, в некоторых узлах известны эпицентры сильных землетрясений.

Специфические черты рельефа в узле, созданные под воздействием тектонических движений по разломам разных простираний, позволяют отделить узел от блоков и зон линеаментов и рассматривать узлы как самостоятельную морфоструктуру. Активность тектонических движений по зоне каждого линеамента в узле выше, чем в соответствующей зоне линеамента за пределами узла.

Границу узла на схемах МСР проводят условно – окружностью радиусом в 25-40 км, с центром в точке пересечения осей линеаментов, формирующих узел. Природная граница узла определяется на основе крупномасштабного МСР территории пересекающихся линеаментов.

Таким образом, методика МСР позволяет однозначно выделять границы различного ранга морфоструктур, характеризующихся однотипностью интенсивности и направленности тектонических движений. Эта схема является перспективной основой для построения актуотектонической модели территории.

2.2. Метод построения растровой гравитационно-динамической модели рельефа для визуального выделения тектонических элементов

Существует множество подходов к интерполяционному моделированию геометрической поверхности рельефа, которые можно разделить на две основные группы:

- интерполяция на основе триангуляции Делоне;
- методы сплайновой интерполяции, такие как: бикубический сплайн, би-сплайн, неравномерный рациональный би-сплайн, сплайн Безье, кригинг, средневзвешенная интерполяция и проч.

Помимо быстроты, к достоинствам метода триангуляции можно отнести то, что получаемая поверхность проходит точно че-

рез контрольные точки и не имеет разрывов.

Первым и главным недостатком является разбиение поверхности на нерегулярные дискретные геометрические фигуры и, следовательно, такая модель не пригодна для детального анализа геометрической поверхности рельефа.

Второй и тоже важный недостаток нерегулярного разбиения области на треугольники: при одних и тех же начальных параметрах значение высоты в точке может зависеть от порядка обхода.

В то же время различные методы сплайновой интерполяции позволяют построить аналитическую поверхность рельефа, но порождают существенные ошибки в опорных точках и различные артефакты поверхности при резкой неоднородности плотности исходных данных.

Однако, основным недостатком, как триангуляции, так и сплайновой интерполяции является невозможность учёта разрывов, а также прочих неоднородностей свойств рельефа местности, без которых невозможно построение достоверной модели рельефа.

На наш взгляд при выборе способа построения цифровой модели рельефа (ЦМР) наиболее перспективны не чисто математические методы интерполяции, а физические модели, адекватно описывающие процесс образования рельефа земной поверхности в гравитационном поле Земли.

В качестве «правильной» можно выбрать модель гравитационного переноса в поверхностном слое земной коры [26]. С физической точки зрения процесс гравитационного переноса, наряду с теплопроводностью и диффузией, могут быть отнесены к процессам градиентного переноса, которые подчиняются уравнению:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \sum_n \frac{\partial}{\partial x_n} \left(D \frac{\partial \Psi}{\partial x_n} \right), \quad (1)$$

где Ψ — переносимая величина, $D = D(x_1, \dots, x_n)$ — коэффициент переноса Ψ в данной точке пространства.

Из дифференциального уравнения (1) видно, что такая модель

позволяет учесть не только геометрическую составляющую данных о рельефе, но и его свойства в каждой точке пространства. Более того, её применение позволяет проследить изменение поверхности рельефа с течением времени.

Для модели гравитационного переноса в поверхностном слое земной коры Ψ имеет смысл плотности потенциальной энергии, а D – характеристика, описывающая подвижность в слое гипергенеза.

В частности, на скалистых участках коэффициент переноса существенно меньше, чем на песчаных осыпях, а в лесу меньше чем на безлесных участках.

В применении к построению гравитационно-динамической модели по данным топографических карт, элементы, прямо или косвенно содержащие информацию о высотах местности могут быть интерпретированы как источники потенциальной энергии. Элементы же, содержащие информацию о свойствах рельефа определяют значение коэффициента переноса.

Для численного моделирования таких процессов наиболее удобно использовать grid модель с регулярной структурой, в которой размер ячейки настолько мал, что все параметры внутри неё можно считать однородными.

На практике размер ячейки выбирается порядка величины погрешности исходных материалов, так как большая точность не имеет смысла, а увеличение размера ячеек приводит к потере информации.

В комплекс методик и моделей, используемых для решения задачи построения геометрической поверхности рельефа на основе физической модели гравитационного переноса входят: модель сыпучего тела, методы последовательных приближений и неравномерного решения.

ЦМР генерируется как по горизонталям, так и по гидросети с учётом дополнительных элементов рельефа: отметок высот, знаков обрывов и осыпей. Разработанная модель рельефа корректно строит речные долины и эффективна при прогнозировании ареалов затопления, моделирования переноса вещества в приповерхностном слое

земной коры, корректировки элементов рельефа без обновления горизонталей.

Обеспечивает возможность оперативного обновления матрицы рельефа на участках с интенсивными экзогенными процессами по данным космической съёмки.

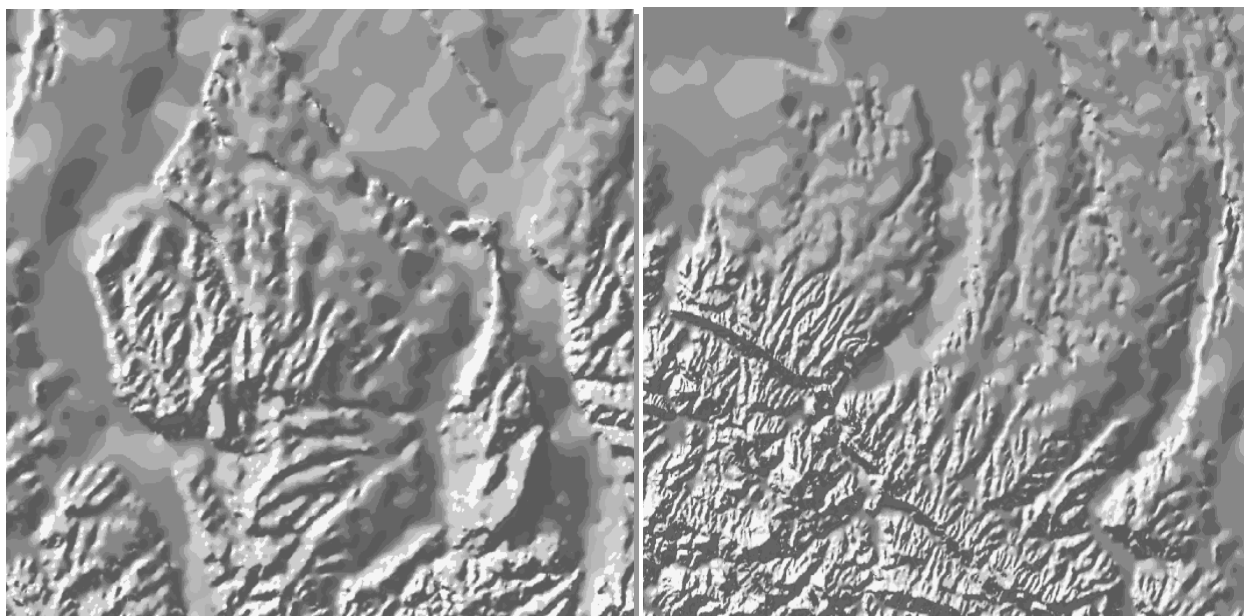


Рис.2. Визуальное выделение тектонических элементов и выявление характерной трещиноватости с помощью Gravity.

Гравитационно-динамическая ЦМР Gravity обеспечивает адекватное отображение уступов рельефа, что позволяет четко идентифицировать границы тектонических блоков и выявлять их трещиноватость (рис. 2).

С использованием Gravity произведена визуальная идентификация структурных тектонических элементов, верифицированная по методике МСР, и разработана блоковая картосхема территории Краснодарского края и Республики Адыгея в масштабе 1:200000, отображающая иерархию тектонических элементов: морфоструктурных блоков, линеаментов и узлов

2.3. Индикаторы характера тектонических движений и процессов взаимодействия тектонических блоков

Параметры рельефа земной поверхности определяются главным образом особенностями геологического строения и движениями земной коры. Вследствие этого гипсометрические карты кодируют информацию о характере движений тектонических блоков.

Так, в результате поднятия местности над базисом эрозии, горизонтальная и вертикальная расчлененность рельефа возрастает, увеличиваются глубины врезания долин и их количество.

На участках опусканий образуется плоский, слабо расчлененный рельеф, глубина долин уменьшается, а относительная высота водоразделов над долинами понижается. Характерный рисунок горизонталей соответствует зонам сжатия, растяжения и сдвига.

Разработанный В.П. Философовым [29] метод морфометрического анализа тектонических структур дает ключ к выявлению индикационных параметров рельефа, отображающих информацию о характере взаимодействия тектонических блоков.

В соответствие с этим методом новейшие движения земной коры выявляются в результате сравнительного анализа карт полибазисных поверхностей, что основано на следующей гипотезе: чем выше порядок долин, тем древнее эти долины, а однопорядковые долины примерно одновозрастны.

Предположительно, базисные поверхности: (долин) первого порядка отражают движение четвертичного времени; (долин) третьего порядка, отражают суммарные движения четвертичного и плиоценового возраста; (долин) более высоких порядков, отражают алгебраическую сумму движений за более длительный промежуток времени.

Указанная зависимость базисных поверхностей от возраста тектонических движений установлена на основании наблюдений в пределах юго-западной части Оренбургской области [31].

Разность базисных поверхностей указывает на смещение местности по высоте за промежуток времени, прошедший между образо-

ванием долин разных порядков. При установлении возраста долин на основании геолого-геоморфологических факторов, скорость вертикальных движений может быть установлена более точно.

Карты разности базисных поверхностей составляют путем вычитания базисной поверхности старшего (третьего, четвертого и т.д.) порядка из поверхности младшего (второго, третьего и т. д.) порядка и между базисными поверхностями каждого из перечисленных порядков и топографической поверхностью.

Карты разностей базисных поверхностей позволяют по рисунку изобразить выделять зоны новейших тектонических опусканий и поднятий различных порядков, а по форме разностных базисных поверхностей выделять участки, в пределах которых располагаются структуры, имеющие локальные положительные движения.

Чем больше разности высот между базисными поверхностями и топографической поверхностью, тем интенсивнее протекают тектонические движения. При этом положительные разности соответствуют восходящим тектоническим движениям, а отрицательные – нисходящим.

Базисные поверхности при этом можно рассматривать как поверхности аккумулятивного или денудационного выравнивания, учитывая то, что в реальной действительности наблюдается несинхронность интенсивности экзогенных и эндогенных процессов, вследствие опережения или отставания денудации и аккумуляции от вертикальных движений земной коры.

Существуют методы выявления «некомпенсированности» экзогенных и эндогенных процессов в рельефе. Для областей аккумуляции – это метод мощностей, или определения некомпенсированности по данным фациального анализа глубины бассейна осадконакопления.

Для областей преобладающей денудации применяется метод врезов, заключающийся в вычислении величины отставания эрозии от движений земной коры, в виде разности между реальными продольными профилями рек и их тектоническими аналогами. Причем, величина некомпенсированности эрозией вертикальных движений

земной коры на равнинных территориях не превышает 10-20 м.

Предполагается, что это значительно меньше величины некомпенсированного осадконакоплением прогибания платформенных областей. Некомпенсированность денудацией движений земной коры в пределах вершинных поверхностей высших порядков незначительна, но она несколько увеличивается для вершинных поверхностей низших порядков.

Таким образом, экспериментально доказано, что вертикальные движения в целом характеризуются скоростью превышающей скорость осадконакопления, и, следовательно, базисные поверхности можно рассматривать в качестве изопотенциальных поверхностей фиксирующих с некоторой погрешностью положение поверхностей выравнивания в различные интервалы геологического времени.

На основании предположения, что при выявлении общих тенденций современных и новейших вертикальных движения этой погрешностью можно пренебречь, в настоящей работе обеспечивается воспроизведение исторических геодинамических обстановок с условием, что в качестве индикатора направления и интенсивности исторических трендов движения блока, применяется величина и румб градиента скорости приращения/убывания мощности слоя между базисными и топографической поверхностями.

Румб градиента указывает на направление наиболее интенсивного взаимодействия соседних блоков, т.е. на направление движения блока, а величина отражает интенсивность взаимодействия блоков. Причем, в условиях горной территории положительный знак градиента указывает на напряжение сжатия, а отрицательная величина – на напряжение растяжения.

3. НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Морфоструктурное районирование верифицируется относительно схем неотектонического районирования Северо-Западного Кавказа.

В основу выделения главных неотектонических зон Кавказа положены критерии направленности и интенсивности новейших вертикальных тектонических движений. К числу главных неотектонических зон в регионе Краснодарского края принадлежат [4, 5, 21], (Приложения, рис. 1, 2).

I. Платформенная область Предкавказья с относительно небольшой или умеренной (обычно до $\pm 0,5$ км, изредка до $\pm 1,5$ км) амплитудой новейших вертикальных движений. Эта область целиком принадлежит Скифской эпигерцинской плите.

II. Краевые (предгорные) прогибы с преобладанием на их площади значительных (до -1, -3 км) новейших дифференцированных опусканий, унаследованных от раннеорогенной стадии.

III. Сводово-глыбовое поднятие (горное сооружение) Большого Кавказа с преобладанием значительных (до +3, +5 км) новейших унаследованных воздыманий.

III. Область периклинального погружения сооружения Большого Кавказа – Керченско-Таманская, в которой глубокие погружения, господствовавшие в раннеорогенной и неотектонической стадиях, постепенно сменяются в течение последней стадии незначительными поднятиями.

IV. Глубоководная субокеаническая Черноморская впадина, испытывавшая опускание и расширение в неотектонической стадии.

Во всех этих продольных зонах проявляются крупнейшие

поперечные структуры. Так, блок Азово-Кубанской равнины с востока ограничивает Главное Транскавказское поднятие, ось которого проходит по линии Ставропольское поднятие – Дзирульский выступ. К западу от этой оси выделяются блоки, ступенчато опускающиеся в стороны Азово-Черноморской депрессии.

Северная часть исследуемой территории от равнин до куэстовых хребтов принадлежит Скифской плите. К основным структурным элементам Скифской плиты, играющим важную роль в тектоническом поведении территории исследования относятся: западная часть *Манычского шовного прогиба*, соответствующая линеаменту первого ранга, зона альпийских передовых *Западно- и Восточно-Кубанского прогибов*.

Западно-Кубанский прогиб резко асимметричен: наиболее глубокая осевая зона его, где герцинский фундамент опущен на 8-10 км, а олигоцен-антропогеновый молассовый комплекс достигает 4 км, приближена к узкому южному крылу; пологое северное крыло соответствует Тимашевской флекуре.

К южному борту прогиба, контролируемому западным продолжением Тырнауз-Пшекишского краевого шва, приурочены узкие зоны более резких антиклинальных складок, частично погребенных под позднекайнозойским чехлом.

Восточно-Кубанский прогиб более узкий и менее глубокий, чем Западно-Кубанский, почти лишенный верхних моласс, лежит в полосе Транскавказского поперечного поднятия и является относительно приподнятым.

На западе к нему примыкает плоское поперечное поднятие – Адыгейский структурный выступ, отличающийся резко сокращенным разрезом мезозоя – нижнего палеогена, но в олигоцене – миоцене втягивающийся в общее погружение.

Южная часть территории исследования принадлежит складчато-глыбовому сооружению Большого Кавказа, разделяющегося на поперечные сегменты, отличные по орографии, структуре и истории тектонического развития. К ним относятся узкий, слабоприподнятый сегмент Северо-Западного Кавказа, испытывающий на протяжении

альпийского цикла устойчивые опускания, и более приподнятый и резко асимметричный сегмент Центрального Кавказа.

В секторе Центрального Кавказа явственно проявляется его глыбовое строение и выступают системы глубинных разломов субширотного и северо-западного направления, а также ряд крупных нарушений субмеридионального простирания, создающих поперечную ступенчатость сооружения Центрального Кавказа, особенно четко выраженную на его северном крыле. Мегантиклинорий в пределах Центрального Кавказа построен резко асимметрично.

Самую северную часть его занимает *Лабино-Малкинская моноклиналильная зона (Северо-Кавказский краевой массив)*. Ее фундамент слагают толщи среднего палеозоя (S-Ci), местами прорванные ультраосновными и гранитоидными интрузиями каменноугольного и раннепермского возраста.

На этом субстрате залегает относительно маломощный (1-2 км) чехол из осадков юры, мела и низов палеогена субплатформенного типа, полого (5-15°) моноклиналильно падающих к северу.

С севера Лабино-Малкинская зона ограничена *Черкесским разломом*, проявлявшим активность в юре и позднее в кайнозое. С запада ее обрамляют системы длительно развивавшихся поперечных разломов и флексур *Пшехско-Адлерской зоны*, на юге она граничит с очень узкой *Тырныауз-Пшекишской шовной зоной*, служившей на протяжении большей части альпийского этапа северной границей геосинклиналильной области.

Характерной особенностью шовной зоны является наличие нескольких тесно сближенных длительно развивавшихся (от среднего палеозоя до мезозоя и кайнозоя) продольных разрывов, сопровождающихся разновозрастными интрузиями.

По-видимому, эти разрывы служат поверхностным выражением единого крупнейшего глубинного Тырныаузского разлома. Западное продолжение Тырныауз-Пшекишского шва отвечает зоне сочленения сооружения Северо-Западного Кавказа и Западно-Кубанского краевого прогиба (Ахтырский разлом).

Расположенный южнее Тырныаузской зоны *горст-анти-*

клинорий Главного хребта играет в структуре Центрального Кавказа роль главного, осевого поднятия, ограниченного глубокими расколами широтного и северо-западного простирания. Расколы расчленяют горст-антиклинорий на несколько кулисообразно расположенных блоков, имеющих тенденцию к надвиганию к югу.

К югу от системы крупных разломов (взбросов и надвигов) со смещением масс в южном направлении, в совокупности образующих так называемый «главный надвиг» Большого Кавказа, располагаются структуры, развившиеся из осевой, наиболее глубокой длительно погружавшейся зоны альпийской геосинклинали Большого Кавказа – *складчатой зоны южного склона*.

В этой зоне вновь проявляется кулисное расположение частных структур, имеющих северо-западное простирание. Альпийский этаж этой зоны смят в сильно сжатые, опрокинутые к югу, нередко изоклинальные складки.

Переход от Центрального сегмента к более опущенному *Северо-Западному сегменту* происходит посредством *Пиэхско-Адлерской зоны* поперечных глубинных разломов и флексур. К западу от нее Кубанский краевой прогиб расширяется, к югу – Лабинно-Малкинская зона обрывается.

Другие продольные зоны Центрального Кавказа испытывают резкое погружение (особенно зона Главного хребта), а наиболее южные зоны постепенно наискось срезаются краевой частью Черноморской глубоководной впадины наложенной на них в плиоцене. Ширина мегантиклинория снижается до 60, а затем до 30 км.

Роль осевого поднятия переходит к узкому *Гойтхскому антиклинорию*, возникшему на западном продолжении северной части складчатой зоны южного склона. Южная же часть ее выражена *Новороссийским синклинорием*, выполненным очень мощными (свыше 6-7 км) толщами мелового и нижнепалеогенового флиша, смятыми в скошенные и запрокинутые к югу складки, переходящие в его восточной части в небольшие тектонические покровы.

Северное крыло сооружения, а также его периклинальное окончание сложены флишевым комплексом того же возраста, кото-

рый опускается к западу несколькими поперечными ступенями, а на меридиане Анапы резко погружается под мощные неоген-четвертичные отложения *Таманско-Керченской зоны* поперечного опускания, разделяющей поднятия Большого Кавказа и Крыма.

Для этой зоны характерны брахискладчатые, частично диапировые, формы широтного простирания и связанные с ними длительные (с олигоцена) проявления грязевого вулканизма.

3.1. Северо-Западная часть Большого Кавказа

Северо-западная часть Большого Кавказа отличается умеренными амплитудами новейшего воздымания (не более +1, +2 км) и относительно небольшой шириной захваченной им зоны (30-50 км).

По своей новейшей структуре поднятие Северо-Западного Кавказа представляет сундучной формы антиклиналь с плоской широкой сводовой частью и относительно крутыми крыльями, обращенными к Западно-Кубанскому прогибу и Черноморской впадине.

Зоны сочленения с этими депрессиями, особенно с Черноморской впадиной, осложнены глубокими продольными и отчасти поперечными разломами, активными в новейшее время.

Северо-Западный Кавказ состоит из нескольких поперечных блоков второго порядка. Каждый блок, расположенный юго-восточнее, выше и шире смежного с ним северо-западного блока.

Выделяют четыре главных поперечных уступа, связанных с активностью соответствующих глубинных разломов: 1) Пшехско-Адлерский, отделяющий Северо-Западный Кавказ от Центрального; 2) Туапсинский, 3) Геленджикский и 4) Анапский, ограничивающий поднятие Северо-Западного Кавказа со стороны Таманской поперечной зоны новейших опусканий. Между этими поперечными уступами, в пределах Северо-Западного Кавказа расположены три поперечные ступени: I – Лазаревская, II – Афипская и III – Ново-

российская.

В самой западной – Новороссийской ступени, длина которой составляет 70-80 км, а ширина 30-40 км, новейшее поднятие не превышает 0,2-0,4 км в ее западной и 0,4-0,6 км, в ее восточной части. Таких абсолютных высот достигают здесь низкогорные водораздельные хребты.

Уровни почти всех четвертичных Черноморских террас в пределах Новороссийского блока не прослеживаются, и, возможно, опущены ниже уровня моря. Исключение составляет только нижняя карангатская терраса, на всем Черноморском побережье Кавказа сохраняющая высоту в 12-14 м.

Речные долины в пределах Новороссийской ступени широки, хорошо разработаны, но почти совершенно лишены террас, что, возможно, является следствием очень малой скорости новейших движений. На юго-западное крыло Новороссийского блока наложена система сближенных продольных ступенчатых молодых разломов, по которым поднятие Северо-Западного Кавказа сочленяется с Черноморской впадиной с глубинами около 2 км.

Предполагают, что движения по системе продольных разломов привели к образованию в пограничной зоне между Черноморской впадиной и Северо-Западным Кавказом системы молодых грабенов.

Эти опущенные поперечные участки выражены в рельефе Цемесской и Геленджикской бухтами. Южнее их расположена узкая зона сводово-горстовых поднятий с полуостровами Абрау и Дооб. С древней складчатой структурой эти неотектонические элементы связаны лишь общностью простирания.

Анапский поперечный уступ, связанный с глубинным разломом северо-восточного простирания, отграничивающим Новороссийский блок с северо-запада от Таманской зоны поперечного погружения – очень резкий; амплитуда его превышает 1,5 км.

К юго-востоку от Новороссийской ступени, за Геленджикским уступом, в пределах Афипской ступени, поднятие Северо-Западного Кавказа быстро расширяется до 50 км, в ядре его появля-

ется юра, а высоты вершин хребтов резко возрастают почти вдвое – до 800, а в восточной части – даже до 900 м. Однако рельеф еще сохраняет низкогорный характер.

Морские Черноморские террасы, по данным П. В. Федорова, к юго-востоку от Геленджика скачкообразно поднимаются, затем на расстоянии около 150 км сохраняют неизменную высоту, а несколько западнее Туапсе наиболее древние из них – нижне- и среднеплейстоценовые террасы – вновь резко увеличивают свои отметки в 1,5-2 раза.

Северо-восточный борт Афипского блока несколько менее крут, чем у Новороссийского; с юго-запада же он ограничен узкой зоной из продольных разломов, придающих рельефу континентального склона на участке Геленджик – Туапсе отчетливую ступенчатость [3].

Средний уклон континентального склона составляет здесь 6-10°, но на отдельных участках достигает 20-30°. В его пределах широко развиты системы подводных гряд, параллельные простиранию Кавказского хребта, а также многочисленные поперечные подводные долины.

Учитывая наличие на описываемом участке следов нижнеплейстоценовой береговой линии, можно предполагать, что погружение под уровень моря этих элементов первоначально наземного рельефа юго-западного склона Кавказа на глубину до 1-2 км произошло, скорее всего, в плиоцене.

В районе Туапсе – перевала Гойтх по зоне поперечного нарушения, к которому приурочена долина р. Туапсинки, происходит переход к более высокой Лазаревской ступени, выражающийся в появлении в осевой части поднятия мощного выступа нижне-среднеюрских отложений (Гойтхский антиклинорий), расширении зоны поднятия до 60 км и увеличении абсолютных высот хребтов до +1,25 км в западной и до +1,5, + 1,85 км в восточной части Лазаревского блока. Для этой ступени характерен среднегорный рельеф с вершинной выровненной поверхностью водоразделов на высотах 1250-1450 м.

Амплитуда воздымания с конца нижнего плейстоцена составила в периферических зонах Лазаревской ступени около 100 м, в осевой части поднятия, в зоне Гойтхского антиклинория, она была, по-видимому, значительно больше.

Наблюдается ступенчатый характер нарастания амплитуды новейшего воздымания Северо-Западного Кавказа вдоль его простираения с северо-запада на юго-восток: Новороссийская ступень – от 250 м на западе до 500 м на востоке; Афипская ступень – 650-850 м, Лазаревская ступень- 1250-1450 м.

Граница Северо-Западного сегмента Кавказа со значительно более приподнятым Центральным проходит по поперечной Пшехско-Адлерской полосе глубоких нарушений, выраженной Цицинским и Курджипским поперечными разломами, и по ее продолжению в более южных зонах Кавказа.

На этой поперечной границе суммарная амплитуда новейших поднятий возрастает на коротком расстоянии в полтора раза (до +2,5-3 км), а ширина сводово-глыбового сооружения Большого Кавказа увеличивается почти вдвое за счет вовлечения в него более северных тектонических зон.

Влияние этой важнейшей субмеридиональной зоны нарушений в новейшей структуре сказывается не только в общем поперечном короблении Кавказа, но также и в новейших подвижках по поперечным разломам. В частности, В. Е. Хаин и М. Г. Ломизе [5] выявили в долине р. Курджипс смещение по одноименному разлому с относительным опусканием западного крыла более чем на 200 м.

В параллельной этому разлому зоне более западного Цицинского разлома также установлены ступенчатые молодые сбросы амплитудой 250-350 м, разорвавшие древнюю долину р. палео-Цице.

К поперечной ступени между Северо-Западным и Центральным сегментами Кавказа принадлежит наиболее сейсмичный на Западном Кавказе Сочи-Адлер-Краснополянский район с землетрясениями силой до 7-8 баллов.

Здесь имеется ряд сейсмических очагов на глубинах от 2-3 до

10-15 км. Возникновение их в основном связывают с резко дифференцированным характером новейших тектонических движений.

В частности, в районе Красной Поляны выделяются своей новейшей активностью горст Ачишхо-Аибга, в западной части которого отмечено наибольшее скопление эпицентров землетрясений, а также хорошо выраженный тектонический уступ на южном крыле антиклинального поднятия, выраженного хр. Ахцу.

Наряду с продольными структурами в локализации очагов землетрясений этого района важную роль играют и глубинные поперечные нарушения; в пользу этого говорят расположение Краснополянского и Адлерского сгущений эпицентров в одной меридиональной зоне и «выход» некоторых относительно наиболее глубоких (10-15 км) сейсмических очагов, в том числе непосредственно к югу от Адлера, в пределы глубоководной Черноморской впадины.

3.2. Центральный Кавказ

Сегмент Центрального Кавказа в пределах исследуемой территории протягивается от р. Пшеха на восток. Средняя амплитуда поднятия этого участка сводово-глыбового сооружения Большого Кавказа за неотектоническую стадию составила 2,5 км.

Новейшая структура Центрального сегмента значительно сложнее, чем Северо-Западного. В общем виде она представляет собой обширный асимметричный свод с пологим и широким северным и более узким и крутым южным крылом.

Роль пологого моноклинально построенного северного крыла играет Лабино-Малкинский (Северо-Кавказский) краевой массив, вовлеченный в неогене в сводовое воздымание Центрального Кавказа и особенно приподнятый в своей южной части. Северная граница поднятия Центрального Кавказа – нечеткая, так как примыкает к Восточно-Кубанскому прогибу, абсолютное погружение которого прекратилось в конце миоцена.

Проводится эта граница по пологому флексуобразному перегибу, соответствующему Черкесскому глубинному разлому, проявляющему некоторую активность в новейшее время. Сочленение поднятия Центрального Кавказа на юге с Черноморской впадиной происходит по той же зоне разломов, которая ограничивает с юга Северо-Западный Кавказ.

Срединная зона. Осевое положение в новейшей структуре Центрального Кавказа занимает его срединная зона, приподнятая в западной части за неотектоническую стадию до +3, + 3,5 км. Эта зона в основном отвечает древней структуре горст-антиклинория Центрального Кавказа.

Северной границей его служат разломы Тырныузской шовной зоны, южной – система разрывов так называемой «зоны Главного надвига». Наиболее приподнятая часть его на всем протяжении приближена к его южному краю, где располагаются наиболее высокие вершины Большого Кавказа.

С зоной Главного надвига совпадает очень резкий геоморфологический уступ, который выражен в новейшей структуре флексурной ступенью, наложенной на древнюю складчато-надвиговую структуру.

О современной тектонической активности зоны Главного надвига свидетельствует связанное с нею сильное землетрясение, которое произошло летом 1963 г. в районе Клухорского перевала.

Северное крыло. С севера к выступу Главного хребта непосредственно примыкает Тырныуз-Пшекишская шовная зона. Западная часть зоны представлена Архыз-Уруштенской грабен-синклиналью.

Большую часть северного крыла поднятия Центрального Кавказа занимает Лабино-Малкинский (Северо-Кавказский) краевой массив, сложенный полого моноклинально (10-15°) наклоненными к северу и северо-северо-востоку породами мезо-кайнозоя

Амплитуда новейших воздыманий в пределах разных участков северного крыла Центрального Кавказа в общем сильно варьирует от +0,5, +1 км у его северного до +2,5-3 км и даже местами

+3,5 км у его южного борта. В южной половине зоны Северо-Кавказской моноклинали Северо-Юрская депрессия врезана в гребень Скалистого хребта приблизительно на 0,5 км.

3.3. Керченско-Таманская область поперечного погружения

Керченско-Таманская область представляет собой относительно погруженный по сравнению с Большим Кавказом и Крымом поперечный сегмент Крымско-Кавказской геосинклинали с затянувшимся геосинклинальным погружением (поперечный прогиб), отдельные зоны которого завершали свое опускание и подвергались складкообразованию либо в конце раннеорогенной стадии, либо в течение позднеорогенной стадии, а некоторые участки продолжают испытывать дифференциальные погружения и складчатость вплоть до современности.

Отличается амплитудой погружения в орогенном этапе не более 3-4 км и в позднеорогенной стадии не свыше 1-1,5 км и малой амплитудой последующих поднятий (десятки – первые сотни метров). Керченско-Таманская область представляет (в самом общем плане) участок слияния периклинальных окончаний двух сооружений: Большого Кавказа и Горного Крыма.

Поднятие Северо-Западного Кавказа заканчивается в 30-40 км западнее Анапы, так как здесь замыкается резкий Анапский гравитационный максимум, характерный для северо-западного окончания Кавказа.

Структуры северного крыла северо-западного окончания Кавказа испытывают резкое поперечное опускание восточнее – в районе Анапы посредством двух сближенных поперечных флексур (глубинных разломов) – Гостагаевской и Анапской.

Этот небольшой ее участок, расположенный к югу и юго-востоку от Кизилташского лимана, может рассматриваться как эле-

мент структуры периклинального окончания Северо-Западного Кавказа. Западное продолжение этой периклинальной зоны – Витязевское, приурочено к Витязевскому лиману.

Большая часть Керченско-Таманской области, включая Керченский и Таманский полуостров, акваторию Керченского пролива и прилегающую к ней северную часть черноморского шельфа представляет в структурном и историко-тектоническом отношении зону периклинального окончания сооружения Горного Крыма.

Юго-западная часть ее, вместе с южным крылом Крымского сооружения в течение позднеорогенной стадии была втянута в опускание Черноморской впадины. Таким образом, сводово-глыбовые сооружения Большого Кавказа и Горного Крыма и их периклинальные зоны расположены кулисообразно и как бы заходят друг за друга.

Более северная Керченско-Таманская периклинальная зона, связанная с Горным Крымом, постепенно переходит в структуры южного крыла и осевой зоны Западно-Кубанского прогиба.

На западе самая северная часть ее переходит по простиранию в южное крыло Индольского краевого прогиба.

Самый восточный участок Керченско-Таманской периклинальной зоны, занимающий район Таманского полуострова – наиболее опущенный и «отстающий» в своем тектоническом развитии.

Его западная граница, имеющая в кайнозойском комплексе характер поперечного флексурного перегиба северо-северо-восточного простирания книзу, приблизительно совпадает с Керченским проливом. По линии этой флексуры в среднем миоцене проходила ось зоны максимального прогибания (Лебедева, 1962), а в позднем миоцене и плиоцене – ее западная граница.

Современный Керченский пролив представляет собой затопленную морем древнюю долину палео-Дона, по-видимому, заложенную по ослабленной зоне тектонического нарушения.

Таманский участок характеризуется прямым тектоническим рельефом: антиклинали выражены низкими (высотой в десятки – сотни метров) грядами, а синклинали – слабо поднимающимися над

уровнем моря аккумулятивными равнинами, к центральным частям которых во многих случаях приурочены современные лиманы или протоки Кубанской дельты.

3.4. Общие закономерности сейсмотектогенеза исследуемой территории

Деятельность человечества протекает на поверхности постоянно перемещающихся блоков земной коры. Медленные тектонические движения приводят к изгибам и деформациям структур рельефа земной поверхности, смещениям по разломам.

С этими процессами связаны различные природные и техногенные бедствия: разрывы нефте- и газопроводов, ирригационных сооружений, разрушение промышленных и жилых строений.

Напряжения, накапливающиеся на границах перемещающихся тектонических блоков, разрешаются в результате опасных для жизни и деятельности человека резких подвижек – землетрясений.

Накопленные результаты точных инструментальных измерений открыли возможности выявления глобальных и региональных закономерностей современных тектонических движений.

Выявлена высокая мобильность и сложность механизмов и закономерности современной геодинамики горных систем кавказского типа, для которых характерен пульсационный механизм сжатия-растяжения, рассматриваемый как глобальная закономерность для всех шовных зон межплитовой коллизии [6].

Установлено, что современные тектонические движения обладают пространственной упорядоченностью, выражающейся в тесной взаимосвязи их полей с морфоструктурами разного типа, возраста и ранга [12, 13, 15, 19].

Эта закономерность важна в методологическом отношении, так как выявляет новые возможности комплексного геоморфолого-геодинамического подхода для анализа связи сейсмических процес-

сов с эволюцией современного рельефа и для детального районирования по сейсмической опасности.

Новые инструментальные измерения фиксируют преобладающее значение в формировании рельефа и структуры земной коры горизонтальных движений, производными от которых выступают вертикальные движения.

Современная геодинамика обладает определенной пространственной упорядоченностью, выражающейся в четкой взаимосвязи полей современных движений с морфоструктурной дифференциацией рельефа.

На картах современной геодинамической активности находят отражение все известные морфоструктуры разного типа, возраста и ранга, каждая из которых характеризуется своим индивидуальным стилем, интенсивностью, направленностью и дифференциацией движений [8].

Так, древние орогены Урала, Аппалачей, Средне-Германских гор и другие по темпам движений близки к платформенному типу и характеризуются как слабыми поднятиями, так и слабыми опусканиями порядка первых мм/год.

Межплитные шовные горы альпийского типа (Кавказ, Крым, Балканы, Альпы, Гималаи, Кордильеры и др.) и шовные островные системы (Антильские, Японские острова) выделяются максимальным размахом вертикальных движений порядка первых см/год. Для них характерны и наибольшие горизонтальные движения 5-7 и более см/год.

Последние геодезические и космогеодезические измерения показали, что преобладающим типом деформаций морфоструктур Земли является блоково-разломный тип [13, 15, 16, 18].

Так, на графиках скоростей современных вертикальных движений нашли отражение разноприподнятые морфоструктурные ступени Большого Кавказа. Хорошо идентифицируются продольные ступени: моноклиальные предгорья (+2, +4 мм/год), Северо-Кавказские куэсты (+5, +5,5 мм/год), грабен Северо-Юрской депрессии (+4,5, +5 мм/год), Боковой и Главный хребты (до +10, +13

мм/год), приразломный грабен Главного надвига (+7 мм/год) и т.д. Выявляются также и основные поперечные морфоструктурные блоки: Северо-Западный Кавказ (0, +4 мм/год), Западный Кавказ (+6, +8 мм/год), Центральный Кавказ (1, +1,5 см/год), Восточный Кавказ (более +1 см/год).

Морфоструктурные блоки разделяются узкими разломными зонами с высокими градиентами смещений в несколько мм/год на км, а в ряде случаев до 1 см/год на км и более.

В полях современных движений фиксируются блоки с поперечником от нескольких сотен километров до нескольких сотен метров, что отражает иерархию блокового дробления земной коры и рельефа.

Картографо-геодинамические модели, составленные для трех эпох XX в.: 1925/37-1946/50 гг., 1946/50-1970/75 гг. и 1970/75-1986/92 гг., показывают, что современные движения характеризуются короткопериодными вариациями интенсивности и направленности.

Такая закономерность отмечается как для геологически измеримого времени в миллионы, десятки и сотни миллионов лет, так и для интервалов времени в годы и первые десятки лет. За период инструментальных измерений в течение XX века горная система Кавказа испытала две эпохи общих поднятий (вторая и последняя четверти века), разделенных эпохой преобладающих опусканий (третья четверть века).

Эта закономерность установлена для Кавказа, Горного Крыма [15, 18], сходные тенденции наблюдаются для Карпато-Балканского региона.

Фазы общих поднятий горных систем интерпретируют как результат общих поперечных сжатий, фазы общих опусканий – как результат поперечных растяжений.

Закономерное чередование фаз общих поднятий и опусканий является результатом перманентного возвратно-поступательного механизма сжатие-растяжение [14, 15, 16, 17, 19]. Из этого следует, что по характеру кинематики вертикальных движений можно тем самым судить и о механике горизонтальных смещений.

Источником данного механизма для Кавказско-Каспийского сектора Альпийского орогенного пояса рассматривают пульсационное продвижение к северу и северо-востоку выступа Аравийской плиты, который сжимает в крупнейший орографический узел все горные системы Малой Азии и Ближнего Востока, определяя покровно-надвиговое строение их морфоструктуры и динамику напряжений регионального деформационного поля.

Картографо-геодинамические модели Кавказа обнаруживают еще одну важную закономерность пульсационного механизма сжатие-растяжение. Чередование фаз поперечных сжатий и растяжений приводит не только к поперечному, но и продольному сокращению и расширению горных систем.

Эта закономерность имеет необычно короткую периодичность проявления во времени (10-15 и 20-30 лет).

В последние годы появляются данные о том, что современные перемещения земной поверхности имеют колебательно-волновой характер [22]. В динамике полей современных движений намечается система продольных и поперечных волн. Продольные волны проявляются, в частности, в явлении противофазности волновых смещений Большого и Малого Кавказа.

Поперечные волны зафиксированы для Закавказья нивелировками 1910/14, 1936/37, 1949 и 1975 гг. вдоль линии Батуми-Тбилиси-Баку. Вдоль этой линии волновые смещения проходят на восток и охватывают последовательно Колхидскую равнину, Дзиркульский массив, Карталинскую, Средне- и Нижне-Куринскую впадины, предгорья Кобыстана [20]. Морфоструктурные блоки, втянутые в эти перемещения, достигают ширины 100-150, 300-400 и 500-600 км, а размах движений – до 1 см/год и более.

Сходную тенденцию отмечают за те же интервалы времени для Предкавказья. Контрастное движение волн геодинамики с запада на восток прослеживается на юге Закавказского нагорья по линии Батуми-Ахалцихе-Ереван-Нахичевань, где они охватывают блоки с поперечниками 10-15, 25-30, 50-75 км и крупнее, с амплитудой скоростей до 1-2 см/год.

Подобный характер проявления современных движений отмечается во многих регионах мира – в Крыму, Карпатах, Прибалтике, Альпах, Японии, на Кубе и т.д. [14, 15, 19, 35, 36].

Считают очевидным, что колебательно-волновая природа современной геодинамики морфоструктур обусловлена изменением ротационного режима Земли.

Замедление или ускорение вращения Земли приводит к неравномерному расширению или сжатию геоида, что вызывает возникновение субмеридиональных и субширотных деформационных волн земной поверхности, соответствующих тенденциям общего сжатия или растяжения.

Таким образом, ротационный механизм накладывается на механизм плитотектоники, а современная геодинамика является итогом интеграции различных механизмов морфотектогенеза [8].

Инструментальные данные свидетельствуют о квазиритмичности современных движений земной поверхности и составляющих геодинамики: вертикальных и горизонтальных движений, сейсмичности, грязевого и магматогенного вулканизма, флюидодинамики и т.п.

Геодезические и палеографические измерения в морфоструктурах разного типа и ранга показали, что вертикальные движения обладают квазипериодичностью в 1, 2-3, 5-7, 10-15, 20-25, 35-40, 50-60, 70-80, 100-120 лет [19]. Сходную ритмичность отмечают для горизонтальных движений. Близкие параметры ритмов фиксируются для сейсмичности.

В региональном масштабе параметры ритмов могут модифицироваться в зависимости от морфоструктурных особенностей районов, что иллюстрируют следующие выявленные закономерности.

Короткопериодная смена знака и направленности современных движений морфоструктур может характеризоваться положительным или отрицательным вековым трендом.

Так горные системы Большого и Малого Кавказа, Крыма, Карпат, Балкан, Динарид, испытывающие попеременные поднятия и опускания, характеризуются общим трендом к вековым подняти-

ям.

При этом в вековом тренде суммарные скорости движений могут составлять несколько миллиметров в год, а для коротких интервалов времени (год, несколько лет) скорости вертикальных смещений по разломам могут достигать 5-7 см/год. Такие линейные элементы необходимо выявлять и учитывать при инженерно-геоморфологических оценках.

Разломные зоны разного типа и ранга отличаются индивидуальной реакцией на динамику пульсационного механизма сжатия-растяжения [19, 20].

В качестве примера Д.А. Лилиенберг ссылается на данные нивелировок морфоструктуры Юго-Восточного Кавказа. При неоднократной смене знака общих движений этой морфоструктуры в ее пределах во все фазы выделяется «пиком» поднятий Сиазаньский клинонадвиг Кусарского предгорного прогиба, что свидетельствует о том, что надвиг находится в состоянии постоянного сжатия.

В это же время внутренние надвиги осевой части Юго-Восточного Кавказа – Малкамудский, Гермианский и др. характеризуются «пиками» смещений разного знака с квазипериодичностью 15-20 лет.

Следовательно, механизмы внутренних разломно-блоковых морфоструктур горного сооружения отличаются от общерегиональных.

Период резкой активизации сейсмичности Юго-Восточного Кавказа в 1950-1960-х гг. приходится на фазу общих интенсивных поднятий, зафиксированных нивелировками 1949/50-1969/1970 гг., т.е. на фазу региональных интенсивных сжатий.

При этом основная часть эпицентров землетрясений приурочена к разломам, испытавшим смену знака смещений.

Существует мнение, что в горных областях механизм землетрясений обусловлен накоплением критических напряжений деформаций изгиба и сжатия земной коры, и что для подготовки сильных землетрясений требуются многие десятки лет.

Такой механизм оказался не универсальным. Так, сильное

Амбролаурское землетрясение 1940 г. приурочено к Кахетино-Лечхумской шовной зоне по данным нивелировок в период 1932-1958/59 гг. испытывавшей как поперечные, так и продольные сжатия.

В 1958/59-1968/69 гг. были зафиксированы общие опускания до 2 мм/год в результате продольных и поперечных растяжений грабена и затем последовало катастрофическое Рачинское землетрясение 1991 г.

Механизмы землетрясений оказались диаметрально различными и периоды подготовки землетрясений по длительности не соответствовали традиционным оценкам [36].

Катастрофическому Спитакскому землетрясению в 1989 г. предшествовали три периода смены знака движений Малого Кавказа (нивелировки 1911/29, 1940/53, 1972/74 и 1986/88 гг.) [12].

При этом землетрясение пришлось на фазу растяжения и общих опусканий, и период его подготовки не превышал 10-15 лет (по распространенному мнению для подготовки такого ранга землетрясения требуется 70-100 лет). Ашхабадское катастрофическое землетрясение 1948 г. произошло в условиях интенсивного поперечного сжатия и поднятия. Сильное Небитдагское землетрясение 1983 г. произошло в условиях общего растяжения Каспийской впадины [36, 37]. Периоды подготовки каждого из них, по данным повторного нивелирования, занимали порядка 7-10 лет.

Механизм сейсмостектогенеза может быть также связан с накоплением критических напряжений смены наклонов макроблока, что установлено для Дербентского (1935 г.), Северо-Дагестанского (1970 г.), Касумкентского (1966 г.) и Шалинского (1966 г.) землетрясений источником которых стали смены наклонов макроблока Дагестанского клина.

Смена наклонов Главного хребта Центрального Кавказа предваряла Чхалтинское землетрясение 1963 г. [15].

Выявленные закономерности перманентных дифференцированных движений разномасштабных блоков земной коры указывают на то, что при разработке региональных сейсмических прогнозов необходимо базироваться на геоморфолого-геодинамических схемах строения каждого региона.

4. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ И РЕСПУБЛИКИ АДЫГЕЯ

В процессе МСР территории исследования принимались во внимание известные схемы тектонического районирования [5] и мелкомасштабная схема морфоструктурного районирования Северо-Западного Кавказа [28] (рис. 3).

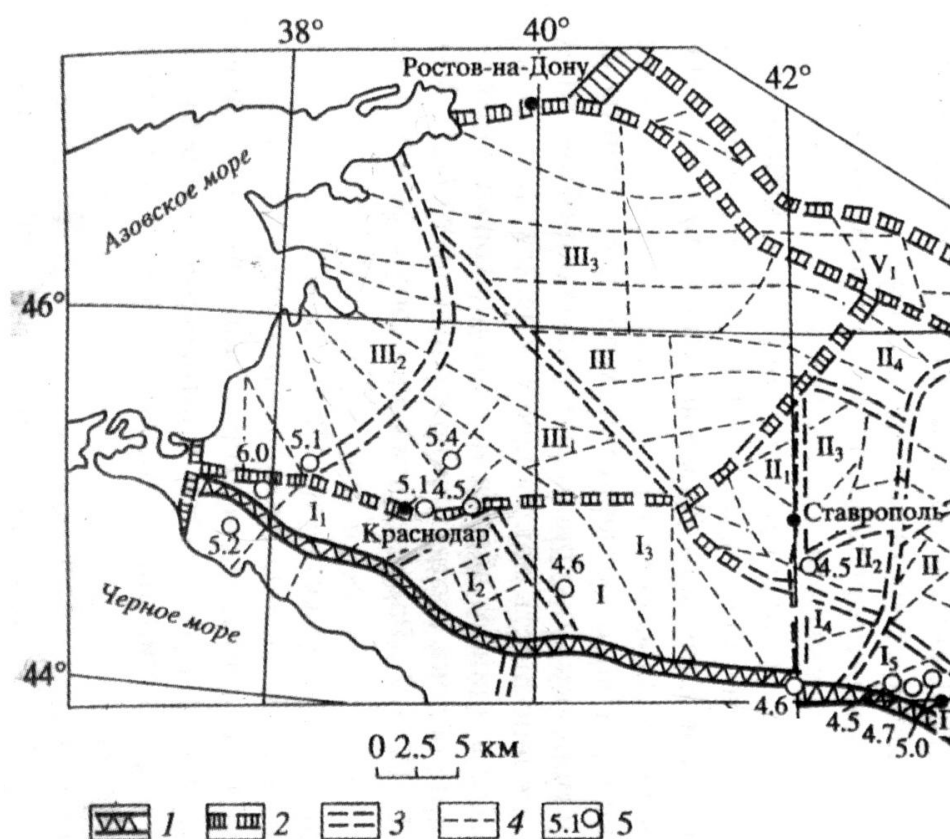


Рис.3. Современная блоковая структура Северо–Западного Кавказа (по Е.Я. Ранцман, М.П. Гласко, 2004).

Условные обозначения:

Блоки первого ранга – макроблоки (римскими цифрами): I – предгорные возвышенности западной части Большого Кавказа; II – Ставропольская возвышенность; III – Азово-Кубанская равнина; V – Кумо-Манычская низина;

Блоки второго ранга – мезоблоки (римскими цифрами с индексами). *Зоны морфоструктурных линейментов*: 1 – надранговая; 2 – первого ранга; 3 – второго ранга; 4 – третьего ранга; 5 – эпицентры землетрясений магнитудой $\leq 4,5$.

Большой Кавказ входит в систему крупнейших высокогорных сооружений Альпийско-Гималайского горного пояса Евразии. Поднятие Большого Кавказа вытянуто с запада – северо-запада на восток – юго-восток – между Черным и Каспийским морями на протяжении более 1300 км.

В системе МСР Большой Кавказ является единицей районирования первого ранга – горная страна с единым типом формирования и общим обликом рельефа. Рельеф Большого Кавказа создан в процессе эпигерцинского горообразования.

Облик рельефа определен наличием осевого поднятия – Главного хребта и макросклонов, осложненных внутригорными понижениями и передовыми поднятиями.

Границы горной страны – линеаменты первого ранга, проведены вдоль зоны смены знака движений – тектонического сочленения длительно поднимающегося Большого Кавказа и прогибающихся котловин, неравномерно втянутых в поднятия или продолжающих опускаться.

Предкавказье расположено между Большим Кавказом и южной границей Русской равнины, в пределах Скифской плиты, фундамент которой консолидирован в основном к концу позднего палеозоя.

Разновозрастные блоки фундамента разграничены зонами разломов. В эпоху альпийского орогенического цикла фундамент плиты испытывал опускания, особенно значительные в краевых прогибах у западного и восточного подножий воздымающегося Кавказского хребта, где чехол покровных отложений особенно мощный.

Крупные элементы рельефа Предкавказья – низменности и возвышенности – четко обособлены. Вдоль подножий горного склона Большого Кавказа тянется полоса предгорных возвышенностей, севернее которых расположены обширные аккумулятивные равнины, к которым относится и Азово-Кубанская; вдоль северо-западной границы Предкавказья вытянута Кумо-Манычская впадина, занятая низменной аккумулятивной равниной.

Северо-западная полоса предгорных возвышенностей представлена одним типом рельефа – плато, расчлененного большим

числом речных долин.

Зоны разграничения макроблоков – линеаменты первого ранга, включают на значительном протяжении долины крупных рек – Кубани и ее притока Лабы (на широтном участке границы макроблоков I и III).

Граница между макроблоками I и II проходит по зоне северо-западного структурного понижения, занятого на отдельных участках долинами р. Кубани и притоками Кумы. Реки, пересекающие зоны линеаментов первого ранга, резко меняют направление течения.

Зоны линеаментов первого ранга заложены вдоль тектонических контактов горных пород, слагающих фундамент Скифской платформы. В протяженной зоне разлома фундамента заложены границы макроблоков I и II, I и IV и т.д. На поверхности зоны разломов фундамента фиксированы вдоль контактов разновозрастных покровных отложений.

На схеме МСР представлено деление макроблоков северо-западного Предкавказья на мезоблоки и блоки. При выделении блоковых структур второго и третьего рангов чрезвычайно информативны рисунок речных долин, ориентация русел рек.

Повсеместно русла рек сохраняют единое направление на больших пространствах и резко меняют его, определяя положение границ блоков.

Для каждого макроблока характерен особый тип блокового дробления, отраженный на схеме МСР положением в пространстве линеаментов второго ранга. Рисунок линеаментов третьего ранга отражает своеобразие структуры каждого мезоблока.

На пересечениях (или причленениях) линеаментов разных простираний – на стыках блоков, формируются места интенсивных дроблений земной коры – морфоструктурные узлы. С некоторыми узлами Предкавказья связаны эпицентры сильных землетрясений и аварийные события технических объектов.

Современная блоковая структура Предкавказья сложилась под воздействием структур Скифской плиты – фундамента мезокайно-

зойских отложений. Так, положение блоков на схеме МСР соответствует рисунку изолиний мощностей покровных отложений и положению блоков фундамента, а границы блоков – разломам фундамента.

Элементы современной блоковой структуры западной части Предкавказья (макроблоки III и I) фрагментарно совпадают со структурами фундамента, особенно наглядно повсеместным преобладанием широтных и северо-западных элементов.

Северо-Западный Кавказ

Зона первого ранга, ограничивающая Большой Кавказ с севера, достигает ширины порядка 10 км. Она включает нижнюю часть горного склона и примыкающие к ней предгорные возвышенности или подгорные равнины.

Если в поднятие втянуты борта котловин, в зону линеамента входят три типа рельефа – горный склон, предгорная возвышенность и подгорная равнина. Там, где движения наиболее контрастны, в зону входит сочленение горного склона и подгорной равнины.

Северо-западный участок южной границы Большого Кавказа проходит вдоль континентального склона Черного моря – по крутому уступу высотой порядка 1 км. С запада ограничением Б. Кавказа является поперечная Анапская зона.

Продольное членение сопровождается сочетанием внутригорных понижений – впадин и продольных долин, с передовыми хребтами или горными массивами продольного протяжения.

Поперечное членение горных склонов возникло под воздействием интенсивных эрозионных процессов – расчленения склонов многочисленными речными долинами. Глубина вреза, густота и рисунок долин различны на разных участках макросклонов.

В мезоблоке I высота оси Главного хребта ступенчато возрастает к юго-востоку. Мезоблок пересекают зоны поперечных тектонических нарушений. Они разделяют не только разновысотные участки оси Главного хребта, но и разновысотные поверхности выравнивания макросклонов и морских террас Черноморского побережья.

В мезоблоке II (Лаба-Малкинском) ось Главного хребта ступенчато повышается к юго-востоку до 3800 м. Длинный северный склон расчленен долинами крупных, полноводных рек. Склон осложняет внутригорная впадина – Северо-Юрская депрессия, разделяющая два передовых хребта – Передовой и Скалистый.

Каждому мезоблоку свойствен особый тип рисунка долин рек. В этом сказались морфоструктурная однородность мезоблоков и их тектоническая обособленность. Мезоблоки разграничены зонами морфоструктурных линеаментов второго ранга.

Некоторые из этих зон составили границы мезоблоков: Пшехско-Адлеровская зона разграничивает мезоблок I Северо-Западного Кавказа и мезоблоки II и III Центрального Кавказа.

Зона ограничения Центрального Кавказа с запада – Пшехско-Адлерский линеамент второго ранга пересекает Главный хребет, макросклоны и уходит за пределы Большого Кавказа. Положение зоны подтверждено геофизическими данными.

Для оси Главного хребта характерны скачкообразные изменения высоты и простирания, это определило положение блоков юго-западного мезоблока.

Тектоническая обособленность мезоблоков отражена в их глубинном строении. Так, увеличение мощности земной коры в мезоблоках II и IV произошло за счет верхнего, «гранитного» слоя; в мезоблоках IX и VIII утолщен нижний, «базальтовый» слой. Наименьшая мощность земной коры – 35 км в Северо-западном мезоблоке.

Поперечные линеаменты третьего ранга – границы блоков, пересекают ось Главного хребта в мезоблоке I (Северо-Западный Кавказ).

Продольные линеаменты третьего ранга объединяют участки долин продольного протяжения и на схеме МСР параллельны линеаментам второго ранга, разделяя передовые хребты и горные массивы с существенно различающейся высотой междолинных поднятий.

При пересечении или сочленении линеаментов разных про-

стираний возникает мелкоблоковое дробление земной коры – формируются морфоструктурные узлы.

4.1. Морфоструктурное районирование Краснодарского края и Республики Адыгея

Процедуре МСР территории исследования предшествовало выполнение вспомогательных картографических материалов в масштабе 1:200000 (Приложения рис. 3-7). В этом масштабе по топографическим картам не выявляется только детальное блоковое строение Таманского полуострова.

Карты трещиноватости земной коры составлены в результате отображения линейных элементов горизонталей и гидрографической сети по электронной топографической карте соответствующего масштаба, а также по космоснимку.

Произведено районирование по основным типам и подтипам гидрографической сети, в процессе районирования учитывался также рисунок орографии.

Разработанная предварительная картосхема МСР районирования территории исследования верифицировалась относительно карт и схем: геологического, тектонического и геоморфологического строения, скорости вертикальных движений, конвективного теплового потока, скорости и направления горизонтальных движений [4].

В итоге МСР территории Северо-Западного Кавказа выявлена следующая иерархия тектонических элементов (рис. 4).

I-Макроблок – Азово-Кубанской равнины.

Ограничен линеаменами I порядка: продольными с севера и юга, соответствующими южному борту Манычского прогиба (шовной зоне между Русской и Скифской платформами) и долине р. Кубань; поперечными с запада и востока, соответствующими с одной стороны зоне сочленения поперечного Ставропольского выступа и более низкого блока Прикубанской равнины и с другой стороны – осевой части впадины Азовского моря. В новейшее время этот мак-

роблок испытывает слабое опускание, скорость которого увеличивается по направлению к его юго-западной оконечности.

В пределах макроблока выделяются блоки более низких порядков, образующие ступени, понижающиеся по направлению к Азовскому морю. Линеаменами II ранга ограничены блоки: Приазовский–I₁, Прикубанский–I₂ и Приманычский–I₃.

I₁ – Приазовский. Наиболее низко опущенный блок Азово-Кубанской равнины. Ограничивающий этот блок поперечный линеамент 2-го порядка протягивается от Пот-Котона до Славянска-на-Кубани на высотах от 9 до 11 м над у.м. в виде четко выраженной ступени, имеющий слабый уклон на запад.

Линеамент дешифрируется по существенным возмущениям в направлении течения рек (направление течения изменяется на 30-40°), резкой смене типа рисунка речной сети от перистого к одноствольному, характерной розе-диаграмме трещиноватости.

Преобладающая высота междолинных пространств блока, составляющая 14 м над у.м., более чем на 2/3 отличается от соседнего блока (48 м).

В пределах блока выделяется Темрюкско-Ейский мезоблок 3-го ранга, испытывающий в настоящее время значительные опускания (в районе Приморско-Ахтарска – -1,9 мм, Темрюка – -1,62 мм и Ейска – -0,68 мм/год).

I₂ – Прикубанский. Резко отличается от соседних блоков по высоте, а также густоте и извилистости речной сети. Линеаментом второго порядка, отделяется от Приманычского блока.

I₃ – Приманычский. Индикационными признаками блока являются существенные отличия по высоте, пониженная трещиноватость, уменьшение густоты речной сети, смена типа рисунка речной сети от перистого остроугольного к прямо- и тупоугольному.

В пределах мезоблока выделяются субширотные блоки более низких порядков, в том числе связанные с тектоническими структурами Азовского выступа, Сальского поперечного поднятия и Ставропольского сводового поднятия, Южно-Ставропольского вала.

Линеамент I ранга – р. Кубань.

Линеамент является продольным, в тектоническом плане соответствует осевой части Западно- и Восточно-Кубанских краевых прогибов. Разделяет макроблоки, существенно отличающиеся:

– по общему уклону поверхности и его градиенту (блок Азово-Кубанской равнины имеет общий уклон на западные румбы, а предгорной Закубанской – на северные);

– по густоте, типу рисунка и направлению течения рек (I блок – западное, северо-западное направление; II блок – субмеридиональное, северное).

В районе ст. Темижбекской субширотный участок линеамента резко меняет направление на субмеридиональное и в этом узле сочленяется с еще двумя линеаментами высокого порядка, что соответствует морфоструктурному узлу первого ранга.

II-Макроблок – предгорной Закубанской равнины.

Располагается в пределах Адагумо-Афипской синклинали – структуры Западно-Кубанского прогиба.

С севера макроблок ограничен продольным линеamentом первого порядка р. Кубани. Южная граница макроблока проходит по южному борту Западно-Кубанского прогиба и представлена продольным линеamentом первого порядка, соответствующего коромантийному Ахтырскому разлому, уходящему на север под углом 70° в верхних слоях земной коры и далее субвертикально.

Примечательно, что соответствующий ему морфоструктурный (МС) линеament – Архыз-Уруштенская грабен-синклиналь, отстоит от зоны геологической интерпретации Ахтырскомго разлома к югу на расстоянии от 0 км на востоке до 6 км на западе.

Ахтырский разлом рассматривают в качестве западного продолжения Тырнауз-Пшекишского краевого шва – единого крупнейшего глубинного Тырнаузского разлома.

К южной границе макроблока предгорной Закубанской равнины (к южному борту Западно-Кубанского прогиба) приурочены узкие зоны более резких антиклинальных складок, частично погребенных под позднекайнозойским чехлом.

Восточная граница II-Макроблока соответствует поперечному линеamentу 2-го ранга Пшехско-Адлерской системы разломов, проходящему вдоль западной границы тектонической структуры – Адыгейского выступа и на равнине по долине р. Белой.

Линеament является границей между Северо-Западным сегментом Кавказа и значительно более приподнятым Центральным. На его поперечной границе суммарная амплитуда новейших подня-

тий возрастает на коротком расстоянии в полтора раза (до +2,5-3 км), а ширина сводово-глыбового сооружения Большого Кавказа увеличивается почти вдвое за счет вовлечения в него более северных тектонических зон.

Влияние этой важнейшей субмеридиональной зоны нарушений в новейшей структуре сказывается не только в общем поперечном короблении зоны Большого Кавказа, но также и в новейших подвижках по поперечным разломам [6].

Западное ограничение II-Макроблока представлено поперечным линеamentом второго ранга шириной от 8 до 10 км. Правомерность выделения этого линеамента определяется резким уменьшением выраженности в рельефе линеамента Архыз-Уруштенской грабен-синклинали в соседнем западном блоке, изменением его простирания с северных на южные румбы, резким снижением высоты низкогорных хребтов в западном блоке.

II-Макроблок подразделяется на три ориентированных субмеридионально мезоблока.

III-Макроблок.

Ограничен линеаментами второго ранга: с запада транскавказской Пшехско-Адлерской системой разломов, с востока долиной р. Лаба.

Южным ограничением макроблока является линеament второго ранга Северо-Юрской депрессии. Рельеф блока включает ступени высот от низменной равнины в северной части до куэстовых хребтов Северо-Кавказского краевого массива, в том числе и Скалистый хребет.

Ограничивающий Северо-Кавказский краевой массив с севера Черкесский разлом проявляет себя в рельефе в качестве линеамента третьего ранга. В III-Макроблоке выделяется субмеридиональный мезоблок III₁. Адыгейский структурный выступ и продольными линеаментами отделяются блоки более низкого ранга, соответствующие ступеням высот.

IV-Макроблок – Псебайский.

Ограничен с севера и востока линеamentом первого ранга до-

лины р. Кубань, с запада – линеаментом второго ранга долины р. Лаба, с юга – линеаментом второго ранга Северо-Юрской депрессии.

V-Макроблок – Таманский.

Его западная граница проходит по оси Керченского пролива – поперечного флексурного перегиба северо-северо-восточного простираения.

Восточная граница совпадает с западным окончанием Северо-Западного Кавказа. Здесь резкое поперечное опускание в районе Анапы посредством двух сближенных поперечных флексур (Гостагаевской и Анапской) формирует Анапский линеамент первого ранга.

Северная граница макроблока проходит по южному борту Индоло-Кубанского краевого прогиба, южная по кромке шельфа Черного моря.

VI-Макроблок – Новороссийский.

С запада ограничен Анапским линеаментом. Тектонический Анапский поперечный уступ (глубинный разлом, связанный с названным линеаментом) ограничивает Новороссийский блок от Таманской зоны поперечного погружения. Амплитуда его превышает 1,5 км.

Новороссийский блок имеет длину 70-80 км, ширину 30-40 км. Новейшее поднятие не превышает 0,2-0,4 км в западной и 0,4-0,6 км в его восточной части.

С востока VI-Макроблок ограничен поперечным Цемесским линеаментом второго ранга по меридиану Цемесской бухты. Грабену Цемесской бухты соответствует резкое сужение ширины поднятия Северо-Западного Кавказа с характерным для зоны растяжения рисунком горизонталей.

По обе стороны от этой зоны на противоположные румбы ориентировано простираение передовых низкогорных хребтов, которые прерываются на рассматриваемом участке. Эта трансформная полоса выделена в линеамент второго ранга, сочленяющийся в равнинной части с поперечным линеаментом аналогичного ранга.

VII-Макроблок – Геленджикский.

Следующая за Новороссийским блоком Афипиская ступень выделяется обычно единым тектоническим блоком вплоть до Лазаревской ступени (Приложения, рис. 2), в то время как этот участок Северо-Западного Кавказа является существенно неоднородным.

По обе стороны от поперечного линеамента, ограничивающего VII-Макроблок, оси хребтов ориентированы на противоположные румбы. К востоку от линеамента, резко увеличивается ширина Закубанской равнины, а к югу от него ширина поднятия Северо-Западного Кавказа достигает максимальной величины.

Резко возрастает выраженность в рельефе влияния Ахтырского глубинного разлома и увеличивается ранг соответствующего ему продольного линеамента. Вследствие выявленных закономерностей выделен Геленджикский блок.

В пределах Геленджикского блока поднятие Северо-Западного Кавказа быстро расширяется до 50 км, а высоты вершин хребтов резко возрастают почти вдвое – до 900 м.

VIII-Макроблок – Туапсинский.

Имеет черты сильного растяжения. Особенно отличается его западный мезоблок, в пределах которого выражено сильное дробление и снижение высоты водораздельных пространств.

IX-Макроблок – Лазаревский.

В районе Туапсе – перевала Гойтх по зоне поперечного нарушения, предположительно линеамента второго ранга, происходит переход к более высокой Лазаревской ступени.

Зона поднятия в его пределах расширяется до 60 км, абсолютные высоты хребтов увеличиваются до 1,25 км в западной и до 1,5-1,85 км в восточной части.

Наблюдается ступенчатый характер нарастания амплитуды новейшего воздымания Северо-Западного Кавказа вдоль его простираения с северо-запада на юго-восток: Новороссийская ступень – от 250 м на западе до 500 м на востоке; Геленджикская ступень – 650-900 м, Туапсинская ступень – 500-800 м, Лазаревская ступень – 1250-1450 м.

Лазаревский блок ограничен с востока Пшеха-Адлерским поперечным линеаментом второго ранга. На этой поперечной границе суммарная амплитуда новейших поднятий возрастает на коротком расстоянии в полтора раза (до 2,5-3 км), а ширина сводово-глыбового сооружения Большого Кавказа увеличивается почти вдвое за счет вовлечения в него более северных тектонических зон.

X-Макроблок – Абхазский.

Соответствует в основном Гагрско-Джавскому складчато-глыбовому поднятию.

XI-Макроблок – осевой зоны Центрального Кавказа.

Северной границей его служат разломы Тырнаузской шовной зоны – линеамент первого ранга, южной – система разрывов так называемой «зоны Главного надвига» – линеамент второго ранга.

Наиболее приподнятая часть макроблока приближена к его южному краю. С зоной Главного надвига совпадает очень резкий геоморфологический уступ, который выражен в новейшей структуре флексурной ступенью, наложенной на древнюю складчато-надвиговую структуру.

XII-Макроблок – Лагонакский.

Ограничен четко выраженными тектоническими уступами.

XIII-Макроблок – складчато-глыбового поднятия Передового хребта. С севера ограничен линеаментом второго ранга Северо-Юрской депрессии.

Выделенные макроблоки дробятся на закономерную систему блоков более низких порядков.

Наложение на полученную карто-схему МСР Северо-Западного Кавказа данных о современных вертикальных движениях морфоструктур [8] позволило выявить пульсацию скоростей вертикальных движений в зонах морфоструктурных узлов Краснодарского и Темижбекского (рис. 5).

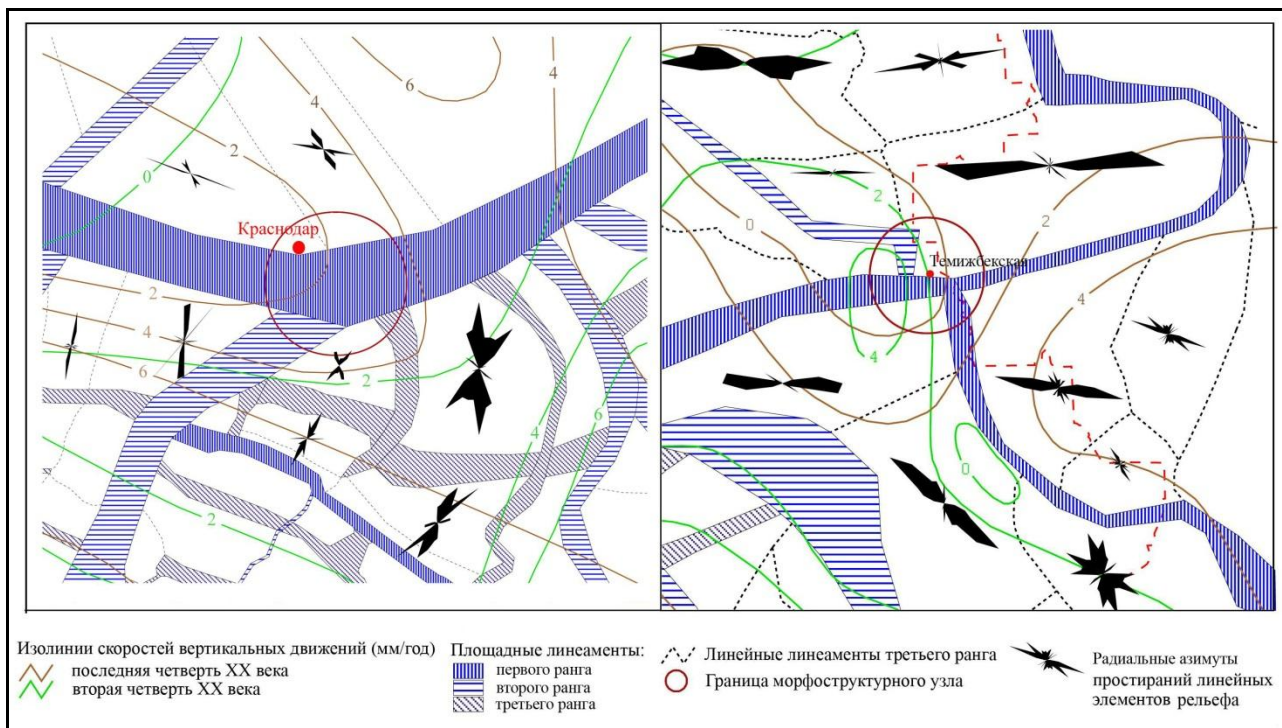


Рис.5. Краснодарский и Темижбекский морфоструктурные узлы.

На территории Краснодарского МС-узла скорость вертикальных движений изменялась от 1-2 мм/год во вторую четверть XX века до 2-4 мм/год в последнюю четверть.

В границах Темижбекского МС-узла наблюдалась противоположная тенденция: 2-4 мм/год во вторую четверть XX век и 0 мм/год в последнюю четверть. Зоны подобных МС-узлов подлежат крупномасштабному морфоструктурному районированию и инструментальному мониторингу.

Таким образом, в результате морфоструктурного районирования территории Северо-Западного Кавказа выделено XIII макроблоков, закономерно дробящихся на блоки более низкого ранга.

Карта-схема геодинамической модели вполне согласуется с известными данными по тектоническому строению территории исследования и обеспечивает их детализацию.

Определены границы элементов МСР: блоков, линеаментов и узлов, по системе индикационных показателей произведено их ранжирование по тектонической активности и сейсмической опасности.

4.2. Мезомасштабное морфоструктурное районирование Адыгеи

Системно-структурная классификация морфоструктурных элементов Адыгеи произведена по методике Е.Я. Ранцман, М.П. Гласко (рис. 6, табл. 1).

На Северо-Западном Кавказе в границах эпигерцинской Скифской плиты выделяется крупный морфоструктурный блок (МБ), ограниченный морфоструктурными линеаментами (МЛ) первого ранга: а) осевой зоны предгорного прогиба по долине р. Кубани; б) зоны причленения плиты к мегантиклинорию Большого Кавказа в области Северо-Юрской депрессии. В структуре этого крупного блока выделены следующие составляющие.

I-МБ – низменной равнины.

Ограничен транскавказскими субпараллельными морфоструктурными линеаментами. С севера – линеаментом I-го ранга, соответствующим долине р. Кубань и субширотному участку р. Лаба, с юга – линеаментом II-го ранга, соответствующим перегибу склона предгорного прогиба, маркируемому полосой волнистой равнины (рис. 6).

На территории республики ширина I-МБ и количество составляющих его блоков увеличиваются с запада на восток. Гидрографическая сеть притоков Кубани 1-го порядка имеет преимущественно перисто-односторонний тип рисунка. Водораздельные пространства асимметричны, линии водоразделов большинства рек: Лабы, Белой, Пшиша, Псекупса и Марты – смещены к западу.

I-МБ разбит на блоки поперечными линеаментами второго и третьего порядка, характерной чертой которых является дугообразная форма с вершиной дуги, направленной на восток. В этом же направлении увеличивается средняя высота составляющих морфоструктурных блоков более низких рангов.

II-МБ – возвышенной равнины.

Ограничен с севера продольным морфоструктурным линейным элементом II-го ранга, с юга продольным морфоструктурным линейным элементом II-го ранга, соответствующим Черкесскому глубинному разлому.

При переходе от низменной к возвышенной равнине характер рельефа и рисунок гидрографической сети резко изменяются. Ширина речных долин в переходной зоне заметно уменьшается на притоках первого порядка в среднем вдвое.

Притоки 1-го порядка и некоторые – притоки второго порядка (Фарс, Курджипис) имея в зоне перехода северо-западное направление, севернее сменяют его на северо-восточное.

Рисунок гидрографической сети в целом сохраняет черты односторонности, субпараллельности притоков и асимметричности водоразделов, но существенно возрастает его густота.

II-МБ возвышенной равнины отличается преобладанием увалистого рельефа с узкими (1-2 км) и длинными (до 20 км) водораздельными пространствами с антикавказским простиранием, разделенными узкими речными долинами.

Рельеф характеризуется возрастанием преобладающей высоты, уклонов горизонтальной и вертикальной расчлененности.

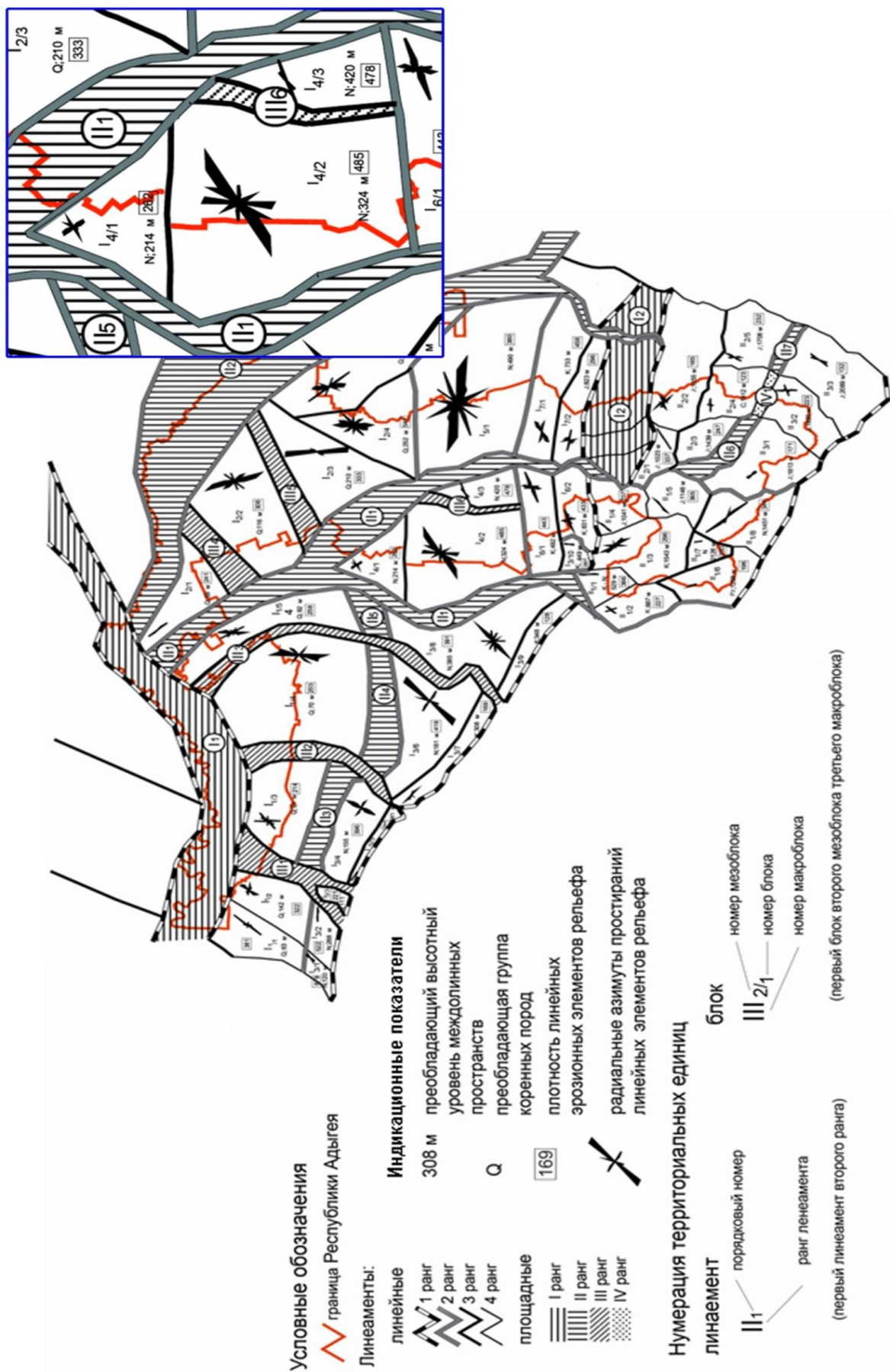


Рис.6. Системно-структурная классификация элементов МСР Республики Адыгея.

Ширина П-МБ, средняя высота составляющих его блоков более низких порядков, их трещиноватость увеличиваются в восточном направлении.

III-МБ – куэсты северной моноклинали.

С севера III-МБ ограничен продольным МЛ второго ранга Черкесского глубинного разлома, с юга МЛ первого ранга Северо-Юрской депрессии. Речная сеть приобретает древовидный рисунок с участками центробежного.

Мезоблок соответствует Пастбищному и Скалистому хребтам. Расстояние между хребтами, имеющими субширотное простирание, составляет 3-8 км.

Высоты возрастают на юго-юго-восток. С юга мезоблок отделяется от Северо-Юрской депрессии эскарпами южного склона Скалистого хребта высотой 400-600 м.

С севера граница мезоблока проходит по линии вогнутого перегиба северного склона куэсты Пастбищного хребта.

Рельеф холмистый с участками гористого. Преобладающий тип рельефа – низкогорные (до 1000 м над у.м.) куэстовые хребты с крутыми южными и пологим северными склонами.

Характерными экзогенными процессами в пределах мезоблока являются линейная эрозия, гравитационные процессы (осыпи, оползни), возможны наносоводные сели антропогенного характера. Развит карст, как непокрытый, так и задернованный.

МЛ первого ранга – Северо-Юрская депрессия.

МЛ принадлежит Лабино-Малкинской зоне, имеет ширину от 11 до 16 км и представлен разновысотными блоками, ограниченными крутыми уступами.

С запада структуры депрессии замыкаются долиной р. Белой, далее на запад ее ширина резко сужается. Депрессия сложена породами юрского возраста и наиболее выражена тремя различно ориентированными фрагментами, характеризующимися небольшими уклонами поверхности (3-7°). Наименьшие отметки высот 500-600 м над у.м. принадлежат Даховской котловине, длинная ось которой ориентированна на юго-запад; левобережью р. Сахрай – 600-700 м,

ориентированной на юго-восток; правобережью р. Дах – 590-600 м, ориентированной на восток.

В зоне линеамента выделяются два блока: водораздел Дах-Гурмай – низкогорная платообразная структура с преобладающей высотой 1350 м и выходами пород триаса и блок г. Трезубец – 1190 м с выходами пород протерозойского возраста.

Из экзогенных процессов получили преимущественное развитие плоскостной и линейный смыв, оползни.

IV-МБ – гористого рельефа.

С севера ограничен продольным МЛ 1-го ранга, соответствующим Северо-Юрской депрессии, с юга продольным морфоструктурным линеamentом 2-го ранга, соответствующим Пшекиш-Тырныаузской разломной зоне.

Речная сеть имеет древовидный рисунок с участками радиально-центробежного. Бассейны становятся симметричными, реки получают правые притоки.

За счет смещения водораздела Белой и Лабы к востоку вся горная часть республики к югу от Скалистого хребта принадлежит бассейну р. Белая. Притоки Кубани 1-го порядка сохраняют в целом субмеридиональное направление течения.

К западу от водораздела рек Белая и Курджипс такое же направление течения имеют крупные притоки 2-го порядка.

Восточнее притоки 2-го порядка в нижнем и среднем течении имеют субширотное направление, а в верхнем течении – субмеридиональное (северное) направление.

Макроблок подразделяется на два мезоблока: Западный и Восточный

IV-1. – Западный.

Занимает левобережье Белой и водораздельное пространство Белой и Пшехи.

Состоит из ступенчато поднимающихся с запада на восток коротких продольных хребтов, горных массивов и разделяющих их поперечных асимметричных (в том числе куэстовых) хребтов (хр. Азиш-Тау, г. Конь) ориентированных с юго-запада на северо-

восток с пологими северо-западными и крутыми юго-восточными склонами.

Западный блок представляет собой группу субпараллельных моноклинальных поверхностей (Лагонакское нагорье) северной экспозиции, высота которых увеличивается к югу.

В широтном направлении высота ступенчато повышается с востока на запад к водоразделу Белая-Пшеха (Лагонакское нагорье, осевая зона Б. Кавказа).

Продольные структуры в пределах блока соединены поперечными поднятиями (ассиметричными, в том числе куэстовыми) северо-восточного простирания: Азиш-Тау, г. Бзык. Центральную и юго-западную части блока занимает Лагонакское нагорье. Характерной чертой рельефа является распространение карста.

Преобладающее направление простирания хребтов субмеридиональное и юго-восточное (в южной и восточной части макроблока).

По разнице в высотных отметках, направлению простирания форм рельефа, гидросети и экзогенным процессам в макроблоке выделяются следующие мезоблоки: Лагонакский, Инженерный, Фишт-Оштеновский.

Границы мезоблоков четко выражены в рельефе (часто как обрывы и крутые склоны), совпадают с важными ландшафтными (климатическими, почвенными, геологическими) рубежами.

IV-1.1. – Лагонакский.

Представляет собой платообразную поверхность выравнивания мезозойского возраста, средней высотой 1800 м с общим уклоном 5-7° на северо-северо-запад.

Средний градиент высоты составляет 100-150 м/км. С запада и юго-запада мезоблок отделяется крутыми уступами высотой до 1200 м от Пшехашхинского блока.

Для мезоблока характерен значительный (до 1 мм в год) тектонический подъем, широко развитые карстовые процессы в мезозойских карбонатных породах, гравитационные процессы (обвалы, оползни, осыпи), высокая селеопасность.

IV-1.2. – Инженерный.

Мезоблок представлен системой среднегорных хребтов, имеющих на северной и южной периферии мезоблока юго-восточное простирание (хребты Инженерный, Армянский, Черкесский), а в центральной части – юго-западное простирание (хребты Бзык, Каланча).

С запада мезоблок ограничен обрывистыми уступами хребта Каменное море (Лагонакский мезоблок) и Фишт-Оштеновского массива превышением 200-300 м.

С востока и юго-востока мезоблок отделен долиной реки Белая, с севера – линией выпуклого перегиба склона хребта Инженерный, обращенного к Хамышкинской котловине.

Являясь естественным понижением между Фишт-Оштеновским массивом и Лагонакским нагорьем с запада и Главными и Боковым хребтами с востока, мезоблок позволяет проникать субтропическим воздушным массам и элементам субтропической флоры и фауны с Черноморского побережья в горную часть северного макросклона Кавказа.

Особенностью рельефа территории является антикавказское – юго-западное направление градиента высоты.

Территория характеризуется густой разветвленной речной сетью с древовидным рисунком. Преобладающие экзогенные процессы – гравитационные (обвалы, осыпи, оползни), водная эрозия, сели.

IV-1.3. – Фишт-Оштеновский

Изометричный высокогорный массив, примыкающий с юга к Лагонакскому мезоблоку.

Представлен массивами гор Фишт, Оштен и Пшеха-Су на едином основании высотой 1800 м. Массив относится к осевой зоне Большого Кавказа: г. Фишт принадлежит к Главному, а горы Пшеха-Су и Оштен – к Боковому хребтам.

Мезоблок отделен от окружающих территорий обрывистыми уступами с превышением 200-300, а на южном склоне г. Фишт до 1000 м. Является крайним западным участком распространения

альпинотипного рельефа и современного оледенения на Кавказе.

Преобладающие экзогенные процессы – нивация, карст, гляциальные процессы (в массиве г. Фишт), лавины, гравитационные процессы (обвалы, оползни, осыпи), сели. Имеются хорошо сохранившиеся реликты четвертичных оледенений – конечные морены, троговые долины, цирки, «бараньи лбы», карлинги.

Развит многоэтажный карст (самая глубокая в России карстовая пропасть «Парящая птица»). Речная сеть представлена постоянными водотоками только по периферии блока, имеет радиальный центробежный рисунок.

IV-2. – Восточный.

Расположен к востоку от долины р. Белой.

Состоит из коротких продольных хребтов и горных массивов, ступенчато поднимающихся с запада на восток, и разделяющих их поперечных симметричных хребтов и массивов, ориентированных с юго-юго-востока на северо-северо-запад (массив г. Тхач, водораздел Дах-Гурмай, г. Пшекиш, массив г. Джуга). Передовой и Боковой хребты в восточном блоке ориентированы с юго-востока на северо-запад.

Восточный блок разделен структурами Пшекиш-Тырныаузской разломной зоны, соответствующей Южно-Юрской депрессии, на два блока: поднятие Передового хребта и осевая зона Б. Кавказа. Высота в пределах блока ступенчато возрастает в меридиональном направлении на юг, в широтном направлении на восток.

В меридиональном направлении высотные ступени соответствуют Передовому хребту, структурам Пшекиш-Бамбакского горста, Боковому и Главному хребтам.

В широтном направлении высотные ступени соответствуют междуречным пространствам р. Белой и ее притоков различных порядков: Шушука, Сахрая, Куны, Киши, а также водоразделу Белой и Лабы.

Интенсивные проявления карстовых процессов имеются в массиве г. Б. Тхач. По абсолютным высотам, простирацию хребтов,

преобладающим экзогенным процесса подразделяются на следующие блоки.

IV-2.1. – Тхачский массив.

Среднегорный моноклиальный массив, с падением поверхности на северо-запад, отделенный от Северо-Юрской депрессии, и Передового хребта крутыми, обрывистыми уступами превышением 200-400 м. Характерными экзогенными процессами являются карст, осыпи, обвалы, линейная и плоскостная водная эрозия.

IV-2.2. – Передовой хребет.

Низко- и среднегорный блок юго-восточного простирания с возрастанием высоты в юго-восточном направлении.

Отделен линией вогнутого перегиба от Северо-Юрской депрессии, крутыми уступами в правобережной части долины р. Куна от Тхачского блока, долинами рек Киша и Шиша от Пшекиш-Бамбакского блока.

В пределах республики включает хребты Бурелом, Ду-Ду-Гуш, Бульвар и массив г. Ачешбок. По высоте подножия хребтов блок подразделяется на три составляющих морфоструктуры: хр. Ду-Ду-Гуш и хр. Бурелом – 800-900 м, хр. Бульвар – 1100 м, массив Ачешбок – 1400 м.

Особенностью МБ является характерная асимметрия – более крутые северо-восточные склоны обращены к зоне линеамента, а противоположные юго-западные склоны являются более пологими.

Распространенными экзогенными процессами являются плоскостной и линейный смыв, оползни.

IV-2.3. Пшекиш-Бамбакский.

Среднегорный блок, отделенный от Передового хребта крутыми уступами левобережья рек Киша и Шиша. От МБ Инженерного и Осевой зоны отделен долиной р. Безымянная.

Представлен субпараллельными симметричными среднегорными массивами г. Пшекиш и г. Бамбак длиной 12-14 и шириной 8-10 км, простирающимися на юго-юго-восток, разделенными субмеридиональным отрезком р. Киша и коротким (4 км) изометричным среднегорным массивом г. Гефо с крутыми склонами.

Геологической особенностью территории является преобладание палеозойских метаморфических пород.

Характеризуется густой сетью постоянных водотоков, истоки которых располагаются в привершинных частях горных массивов.

Как массив г. Пшекиш, так и массив г. Бамбак характеризуется радиальным центробежным рисунком речной сети.

Наиболее распространенные экзогенные процессы – плоскостной и линейный смыв, оползни, осыпи, в зимний период лавинные процессы.

V-МБ – осевой зоны.

С севера ограничен продольным МЛ 2-го ранга, соответствующим Пшекиш-Тырныаузской разломной зоне, с юга транскавказским линеаментом 1-го ранга, ограничивающим осевую зону Западного Кавказа на южном макросклоне.

Блок представлен высокогорными участками Главного и Бокового хребтов, расположенных на крайнем юге территории республики. Общее направление простираения Главного и Бокового хребтов – юго-восточное.

Главный хребет является водоразделом, представлен сплошным массивом. Боковой хребет состоит из отдельных массивов: Абаго, Тыбга, Джемарук, Уруштен, соединенных с Главным хребтом отрогами с высотой 1800-2000 м.

Отличительной чертой осевой зоны является значительная южная составляющая ряда притоков 3-го и более высоких порядков, что свидетельствует о возрастающей роли в формировании ландшафтов склонов южной экспозиции.

В верхнем течении р. Белая выделяется собирающий среднегорный контур южной экспозиции (Колхидские ворота), позволяющий черноморским воздушным массам проникать вглубь горной территории.

Преобладающие экзогенные процессы – нивация, гляциальные процессы, лавины, гравитационные процессы (обвалы, оползни, осыпи), сели.

Имеются хорошо сохранившиеся реликты четвертичных оле-

денений – конечные морены, троговые долины, цирки, «бараньи лбы», карлинги. На выходах карбонатных пород имеются участки карста.

Блоки, формирующие транскавказские ступени высот, пересекают зоны поперечных тектонических нарушений. Границами морфоструктурных блоков 4-го ранга являются линеаменты, связанные с Пшехско-Адлерской зоной разломов в том числе по долине р. Белая. С запада на восток высота блоков 4-го ранга ступенчато повышается.

Разработанная модель является основой для дальнейшего изучения:

- исторических трендов тектонических движений блоков по известным методам структурного геоморфологического анализа;
- выявления концентраторов напряжений по структурным рисункам на границах блоков;
- оптимизации системы инструментальных космо/геодезических измерений;
- выявления точек мониторинга предвестников землетрясений;
- оценки безопасности инфраструктуры;
- районирования по проявлению опасных экзогенных процессов.

Таблица 1.

**Морфометрические характеристики морфоструктурных блоков
территории Адыгеи**

№ п/п	Блоки в плане		Ориентация длинной оси	Высота, м			Локализация максимальных высот	Градиент высоты					
	Длина, км	Ширина, км		форма	средняя	мини-мальная		макси-мальная	направление	средняя	максимальная	Вдоль длинной оси	Вдоль короткой оси
1	36	10	Удлиненный	В	800	690	1121	Ю-В	ЮЮВ	50	90	50	50
2	19,5	19	Изометричный	ЮЮВ	600	500	914	Ю-В	ЮВ	35	50	32	40
3	7,5	6,5	Изометричный	ЮЮВ	900	885	1178	Ю	В	60	100	80	60
4	37,5	8,5	Сильно удлиненный	ЮВ	950	760	2486	Ю-В	ЮВ	70	150	70	120
5	8,5	6,5	Нормальный		2000	1742	2368		ЮЮВ	90	200	90	80
6	25	13	Слабо удлиненный	ЮЮВ	1800	1413	2467	Ц	ЮЮВ	120	270	80	200
7	22	12	Слабо удлиненный	ЮЗ	1200	1062	1665	3	ЮЗ	100	200	120	100
8	26	12	Слабо удлиненный	ЮВ	1900	1321	2785	Ю-В	ЮВ	120	300	130	90
9	7	7	Изометричный	Ю	2600	2378	2867	Ю	Ю	130	250	120	100
10	26	13	Слабо удлиненный	ЮВ	1797	2600	3238	Ю-В	ЮВ	150	250	150	120

1. Низкогорные куэсты; 2. Северо-Юрская депрессия; 3. Водораздел Дах-Гурмай; 4. Передовой хребет; 5. Тхачский; 6. Лагонакский; 7. Инженерный; 8. Пшекиш-Бамбакский; 9. Фишт-Оштеновский; 10. Осевая зона

5. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ АДЫГЕИ ЗА ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Исследование дифференциации тектонических движений за плиоцен-четвертичное время производилось на основании схемы морфоструктурного районирования Республики Адыгея.

Карты остаточного рельефа построены геоинформационными инструментами по методике В.П. Философова и спроецированы на блоковую структуру территории Адыгеи. С некоторой долей условности базисная поверхность 4-го порядка отнесена к началу, 3-го – к концу плиоцена; 2-го – к началу, 1-го – к концу четвертичного периода.

Отражая мощность слоя между базисными и топографической поверхностями, карты остаточного рельефа несут информацию о направлении и скорости вертикальных движений за соответствующий период геологического времени. При этом положительные разности высот между базисными и топографической поверхностями соответствуют восходящим тектоническим движениям, а отрицательные – нисходящим.

Положение базисной поверхности 4-го порядка (БП-4 – начало плиоцена, рис. 7) относительно топографической поверхности свидетельствует о том, что в плиоцене на территории, ограниченной в настоящее время с севера Азово-Кубанским прогибом, с юга – Ахтырским разломом и Скалистым хребтом, были сформированы все линеаменты и тектонические блоки второго порядка. Во всех линеаментах и в северной части блоков Закубанской равнины проявляется тенденция отрицательных вертикальных движений. В горной части республики, отличающейся высокой скоростью положительных вертикальных движений, образованы границы основных блоков.

К концу плиоцена (БП-3, рис. 8) увеличивается дробление и

приобретает большую выраженность тенденция к опусканию блоков Закубанской равнины. В горной части проявляются структуры Северо-Юрской депрессии.

В начале четвертичного периода (БП-2, рис. 9) степень дробления всех блоков территории нарастает. Особенно ярко эта тенденция прослеживается у блоков Закубанской равнины, которые продолжают опускаться.

В конце четвертичного периода (БП-1, рис. 10) степень дробления тектонических блоков территории достигает максимального значения. Обширная часть территории Закубанской равнины, прилегающая к Азово-Кубанскому прогибу опускается. На северо-востоке республики, между линеаментами рек Лабы и Белой, формируется структура, тектоническое поведение которой соответствует зоне разлома.

Таким образом, пространственно-временной морфометрический анализ позволил получить представление о дифференциации скорости вертикальных тектонических движений и динамике формирования рельефа по территории исследования за плиоцен-четвертичное время. Анализ полученных картографических материалов способствует также верификации построенной иерархии блокового строения территории.

Верификация системно-структурной геодинамической модели относительно векторной интерпретации поля тектонических напряжений показала полное соответствие с известными данными тектонического поведения территории исследования.

Поле тектонических напряжений строили исходя из очевидного условия, что грани блока, испытывающей наибольшее тектоническое напряжение, принадлежат наибольшие отметки высот. Это служит достаточным обоснованием для интерпретации направления и относительной скорости движения блока через наибольший градиент мощности его «разностного слоя» между базисными поверхностями соответствующего геологического возраста.

С этой позиции проанализированы поля наибольших градиентов мощности «разностного слоя» между базисными поверхностями 2, 3, 4 порядков, спроецированные на современное блоковое строение территории. Градиент мощности разностного слоя измерялся в метрах на единицу расстояния в один метр.

Векторное поле направления и относительной скорости

горизонтального перемещения блоков БП 4-3 (по данным мощности «разностного слоя» между базисными поверхностями БП-4 и БП-3, рис. 11) показало, что в плиоцене блоки в северо-западной части исследуемой территории отличались малой относительной скоростью горизонтального движения, которое было направлено к югу, в сторону осевой зоны Большого Кавказа. Эта тенденция направления горизонтального движения блоков сохранялась в западной части территории до долгоживущего коромантийного Ахтырского разлома. На остальной части территории картина поля тектонических движений все более усложнялась в направлении Главного Кавказского хребта, свидетельствуя о сложной системе стесненных деформаций.

От области Скалистого хребта к югу скорости горизонтального и вертикального движения блоков резко возрастали. Район Нагорья Лагонаки выступал как концентратор тектонических напряжений, так как к этой структуре направлены векторы наибольших градиентов мощности «разностного слоя» всех окружающих блоков.

Векторное поле тектонических напряжений БП 3-2 (рис. 12) свидетельствует о том, что на территории от Азово-Кубанского прогиба до Ахтырского разлома и Северо-Юрской депрессии, если и есть некоторые изменения по сравнению с БП 4-3 в направлении движения блоков, то в целом сохраняется уровень интенсивности тектонических взаимодействий.

К югу от Северо-Юрской депрессии по сравнению с БП 4-3 интенсивность тектонических взаимодействий уменьшается. Нагорье Лагонаки продолжает выступать в качестве концентратора тектонических напряжений.

В конце четвертичного периода (БП 2-1, рис. 13) интенсивность тектонических взаимодействий в среднегорно-высокогорной части республики продолжает снижаться. Нагорье Лагонаки остается концентратором тектонических напряжений.

Таким образом, анализ базисных поверхностей и градиентного поля мощности «разностного слоя», интерпретируемого относительно блокового строения территории, показывает логичную, соответствующую современным представлениям о тектонических процессах на территории исследования, историческую картину движения и взаимодействия блоков и подтверждает инструментальные данные о пульсационном

характере тектонических взаимодействий.

Пространственно-временная дифференциация тектонического напряжения в пределах тектонических элементов отображается в результате построения градиентного поля относительно изогипсопахит (изолиний равной мощности) разностного слоя в узлах решетки с длиной стороны ячейки 250 м (рис. 14, 15).

Расчет наибольшего градиента мощности «разностного слоя» относительно изогипсопахит показал возможность отображения характера дифференциации тектонических напряжений в пределах тектонических элементов в их исторической динамике, оценки величины тектонического напряжения в точках его наибольшего приложения.

При изучении структурной схемы и свойств геодинамической модели предлагается использовать некоторые аспекты топологического анализа.

Например, в качестве топологической меры прочности связи может быть использован топологический порядок связи, а применение представления о структурной устойчивости в топологическом исследовании распределения блоковых структур приводит к разбиению геодинамического пространства на конечное число неперекрывающихся структурных областей.

Комбинаторные свойства конечной топологии могут быть выражены с помощью простых операций на ее графе.

Пример графа соответствующего структурной схеме геодинамической модели территории Республики Адыгея представлен на рисунке 16.

Ребра графа имеют вес, соответствующий рангу линеаментов, которые они представляют. Узлы обозначены окружностями размером соответствующим их степени.

Крупные узлы соответствуют более устойчивым обстановкам. Мелкие узлы располагаются вдоль активных линеаментов и в зонах тектонической неустойчивости.

Скопление мелких неустойчивых узлов говорит о преимущественном процессе дробления блоков и заложении новых морфоструктурных узлов.

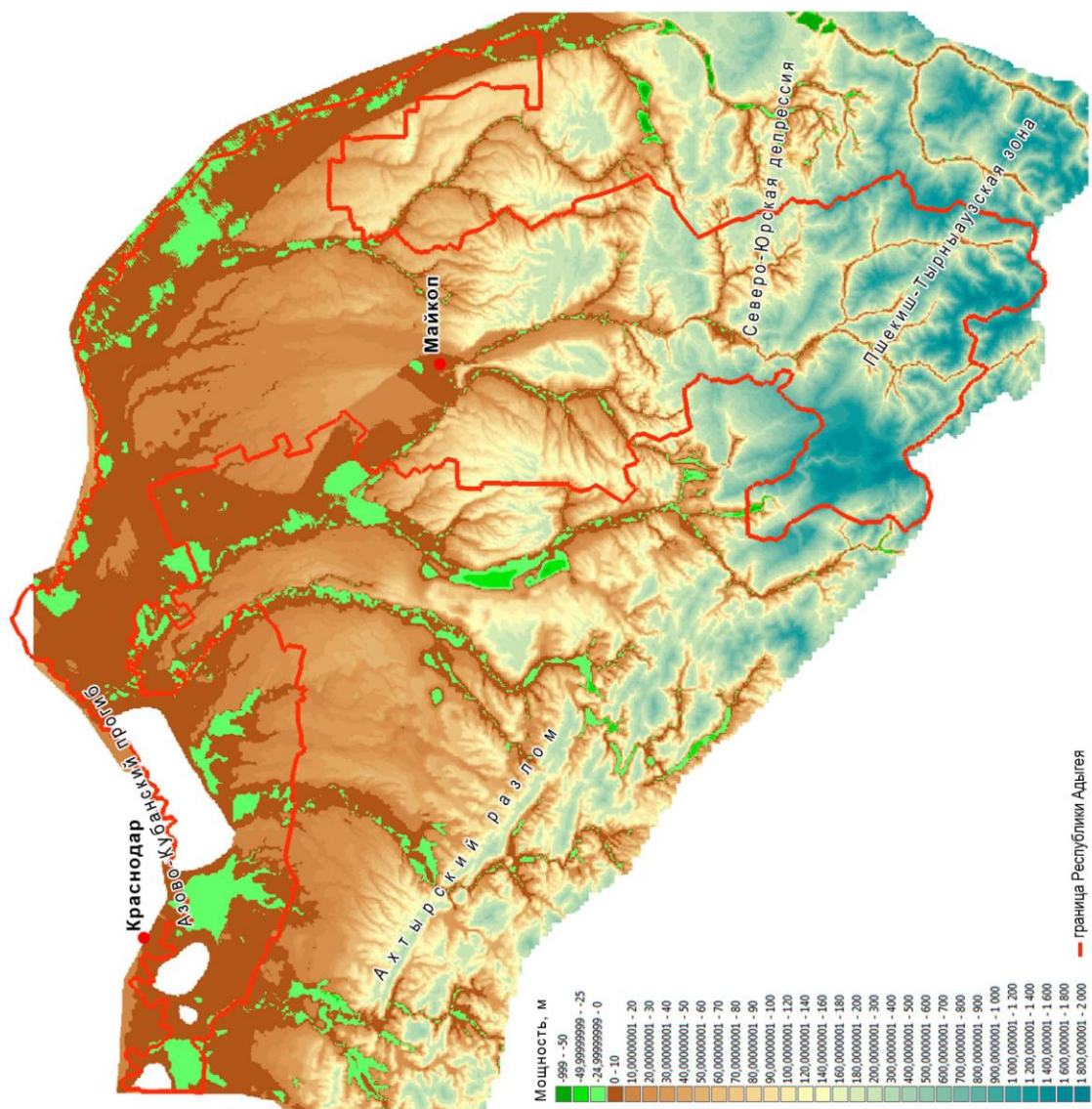


Рис 7. Статистический рельефот поул ебно ббавной поवरност и 4-го порядка

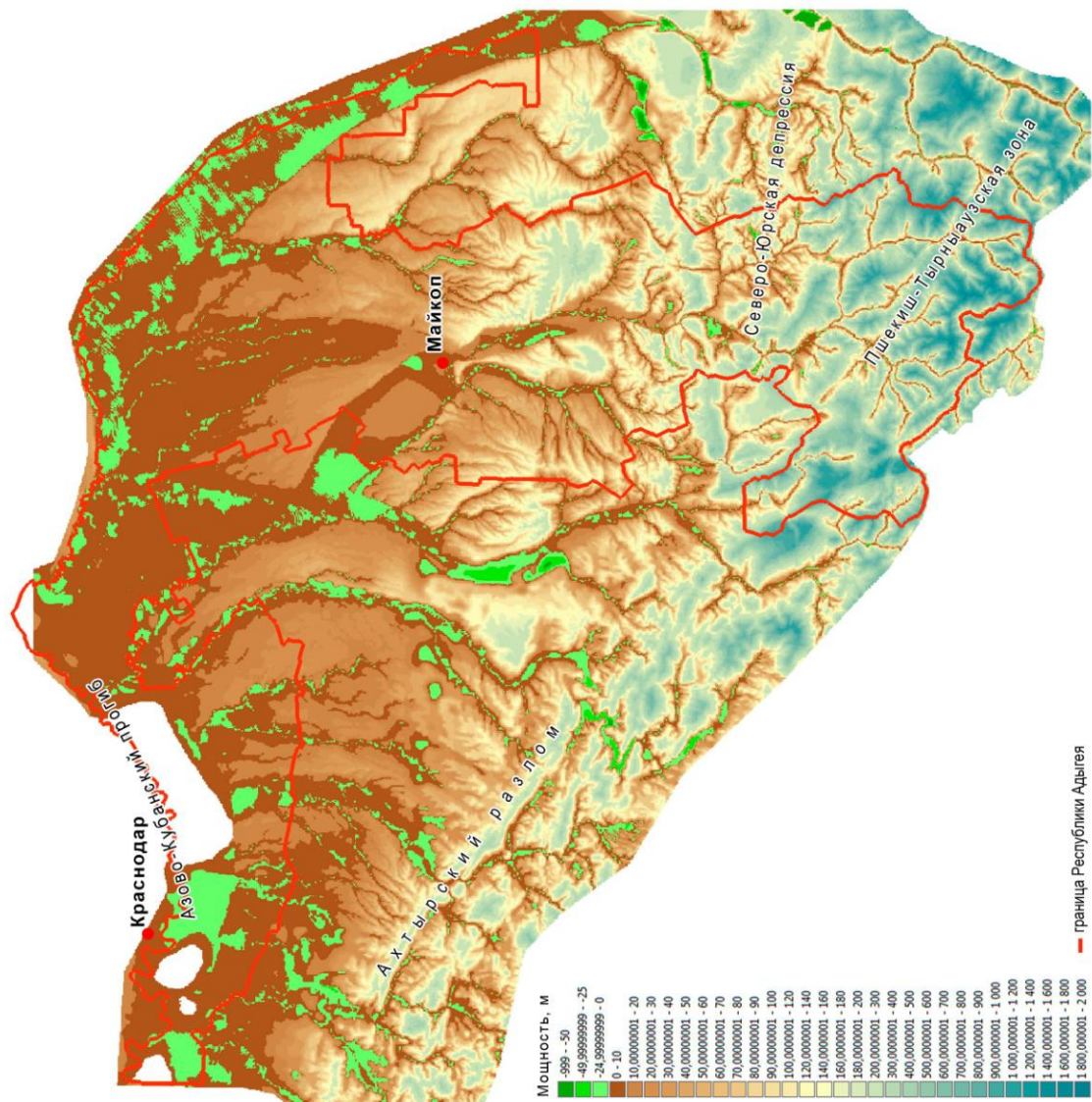


Рис.8. Статонный рельефот налит етно базилой поверхност и 3-го порядка

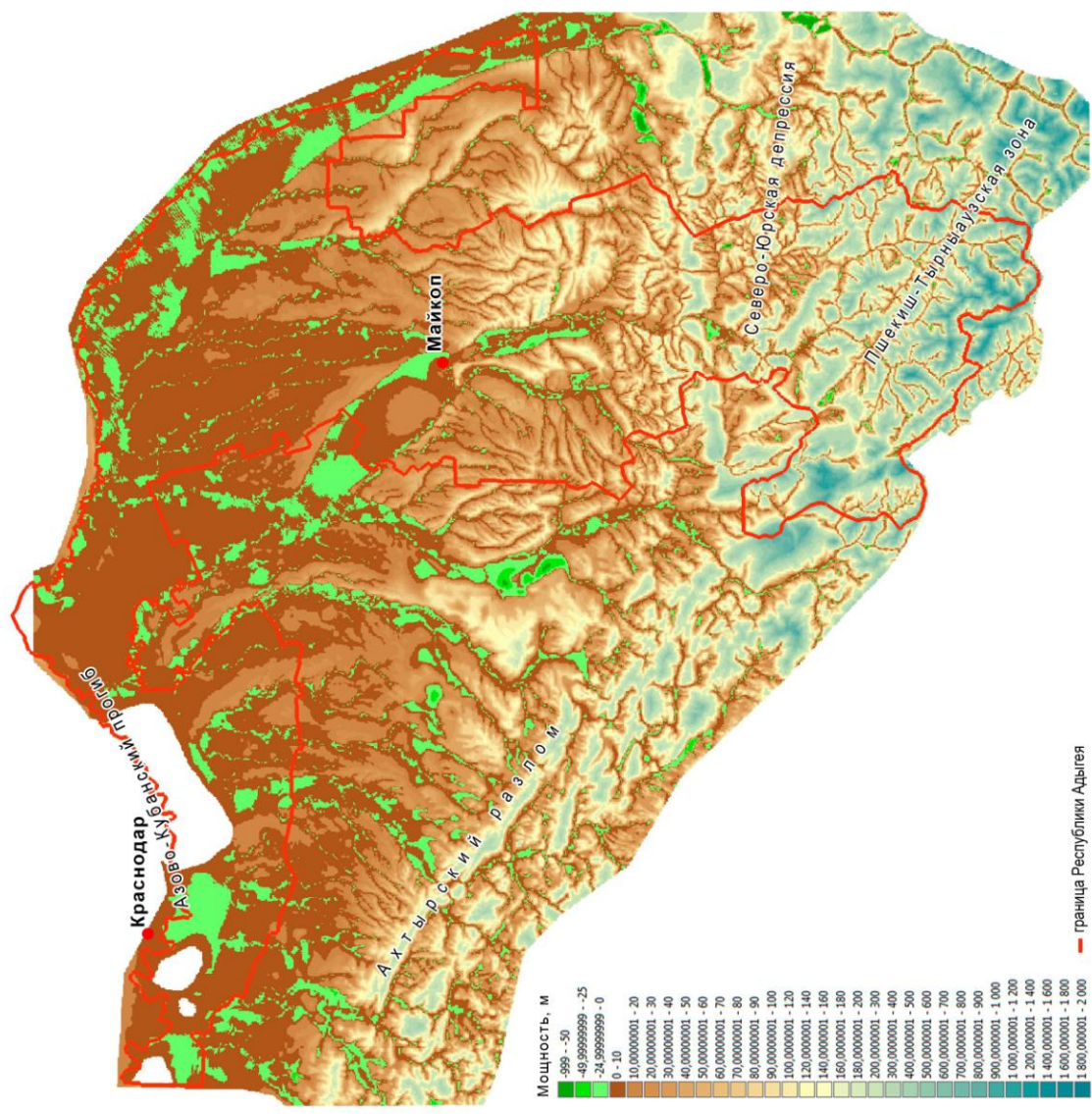


Рис 9. Статонный рельефот нолл етно базивоной поворхност и 2-го порядка

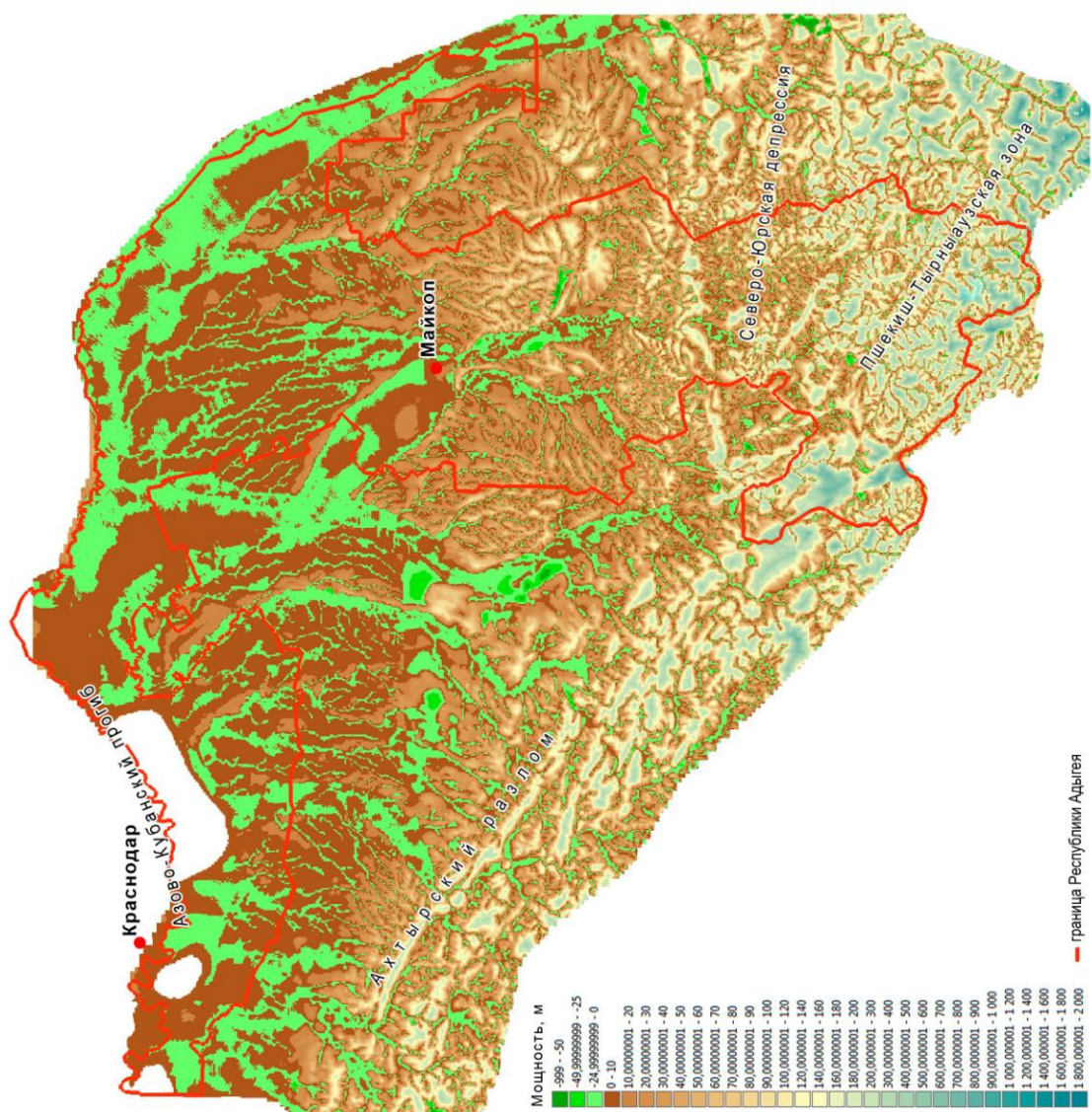


Рис 10. От атонный рельефот ноул етно бавиной поверхност и 1-го порядка

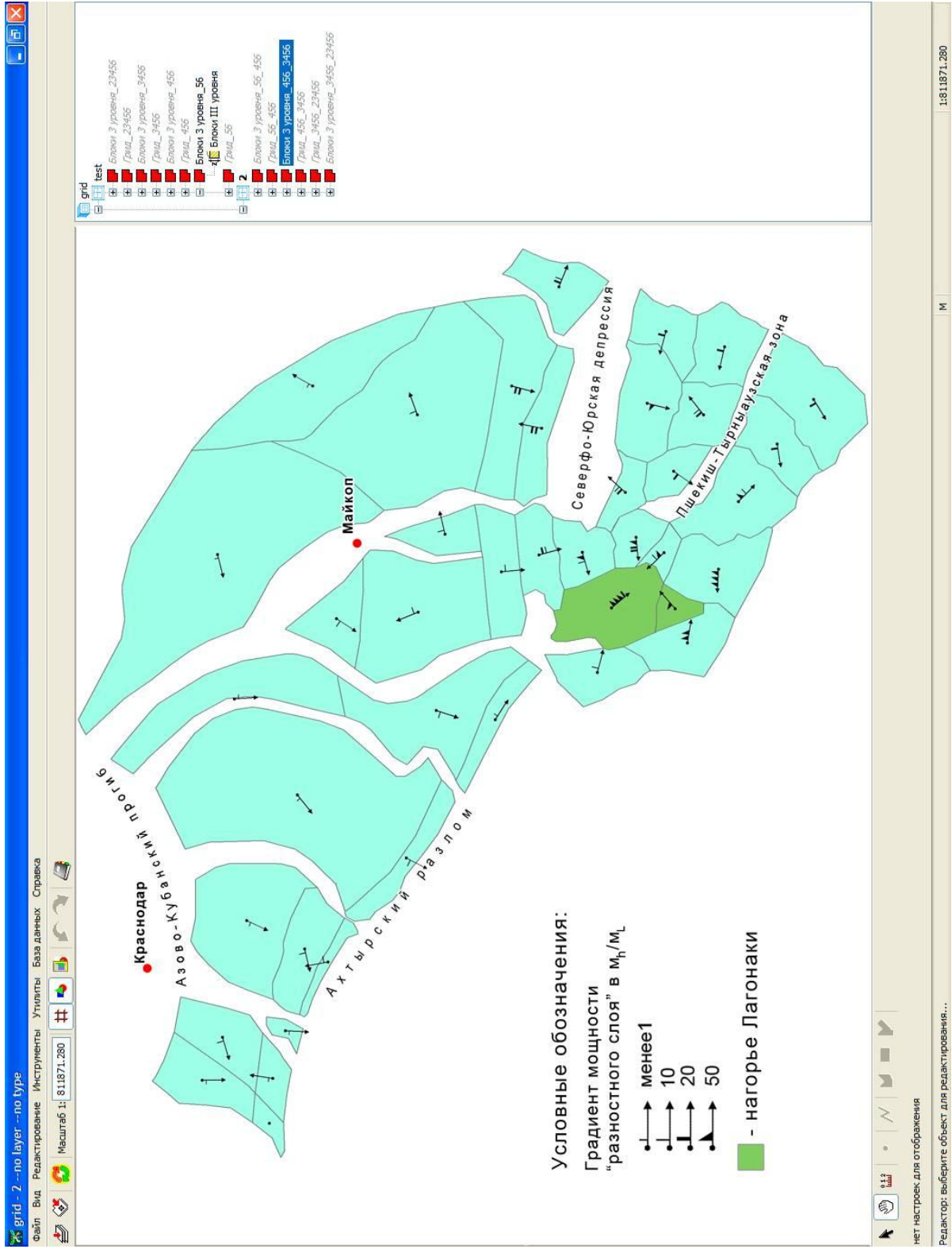


Рис.11. БП 4-3: направление/скорость движения блоков.

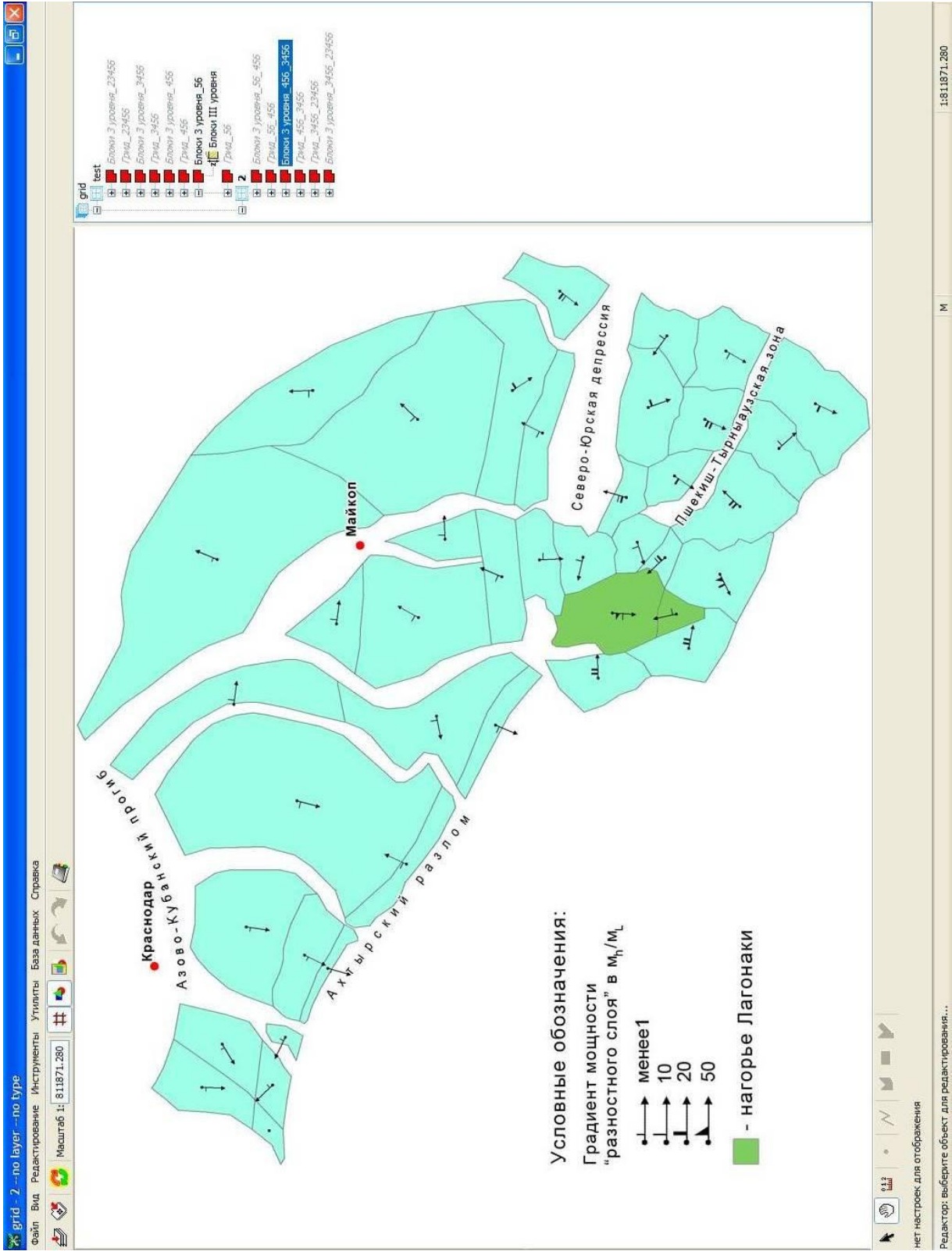


Рис. 12. БП 3-2: направление/скорость движения блоков.

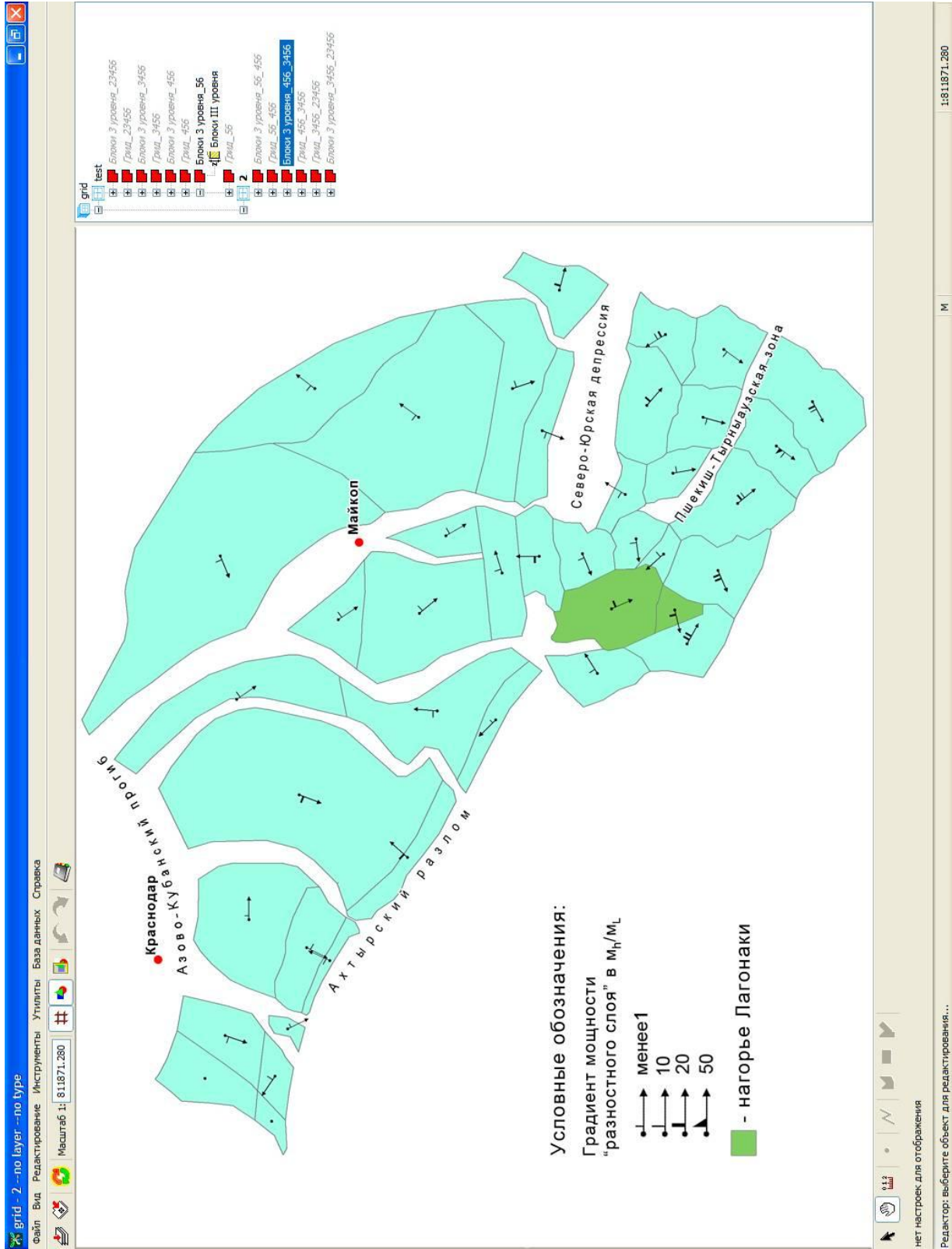


Рис.13. БП 2-1: направление/скорость движения блоков.

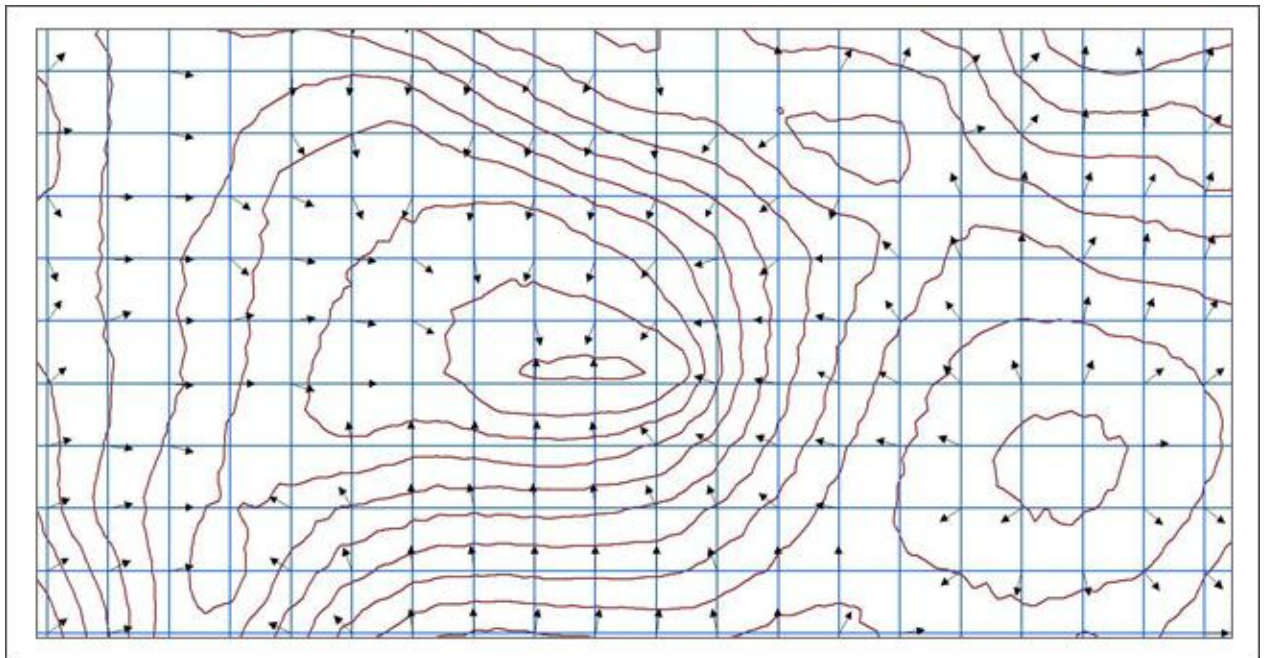


Рис.14. Градиенты наибольшей мощности «разностного слоя», построенные относительно его изогипсопахит.





Рис.15. Дифференциация тектонических напряжений в МС блоках и линеаментах: а – плиоцен, б – плиоцен-четвертичное время, в – четвертичный период.

Граф схемы геодинамической модели территории исследования с вершинами соответствующими их рангу позволяет отобразить более и менее устойчивые в тектоническом плане элементы, автоматизировано вычислять ее топологические характеристики, проводить экспертный топологический анализ структуры модели и, используя свойства гомеоморфизма, строить прогноз ее развития.

«Хорошо структурированная» системная геодинамическая модель территории необходимое основание для применения методов и инструментария теории топологии:

- для поиска количественных соотношений «структура–свойство» и «структура-активность»;
- для изучения структуры инвариантных многообразий локальной системы;
- для поиска аттракторов системы, сферы их притяжения, классификации их в рамках топологических характеристик;
- для определения гомеоморфных локальных/региональных динамических систем;
- для поиска критических точек неустойчивости («разветвления»);
- для прогнозирования тектоно-сейсмической динамики территории.

Таким образом, построена системная геодинамическая модель территории Республики Адыгея, отображающая структурную ие-

рархию составляющих её элементов, и предложен способ интерпретации энергетики тектонических взаимодействий через градиент мощности «разностного слоя».

Величину обозначенного градиента предлагается принять за параметр порядка тектонических процессов.

Разработанная модель в теоретическом плане полезна:

– для исследования пространственно-временных закономерностей полей напряжений, формируемых в земной коре по иерархии блоков актуотектонической модели, и выявления концентраторов напряжении;

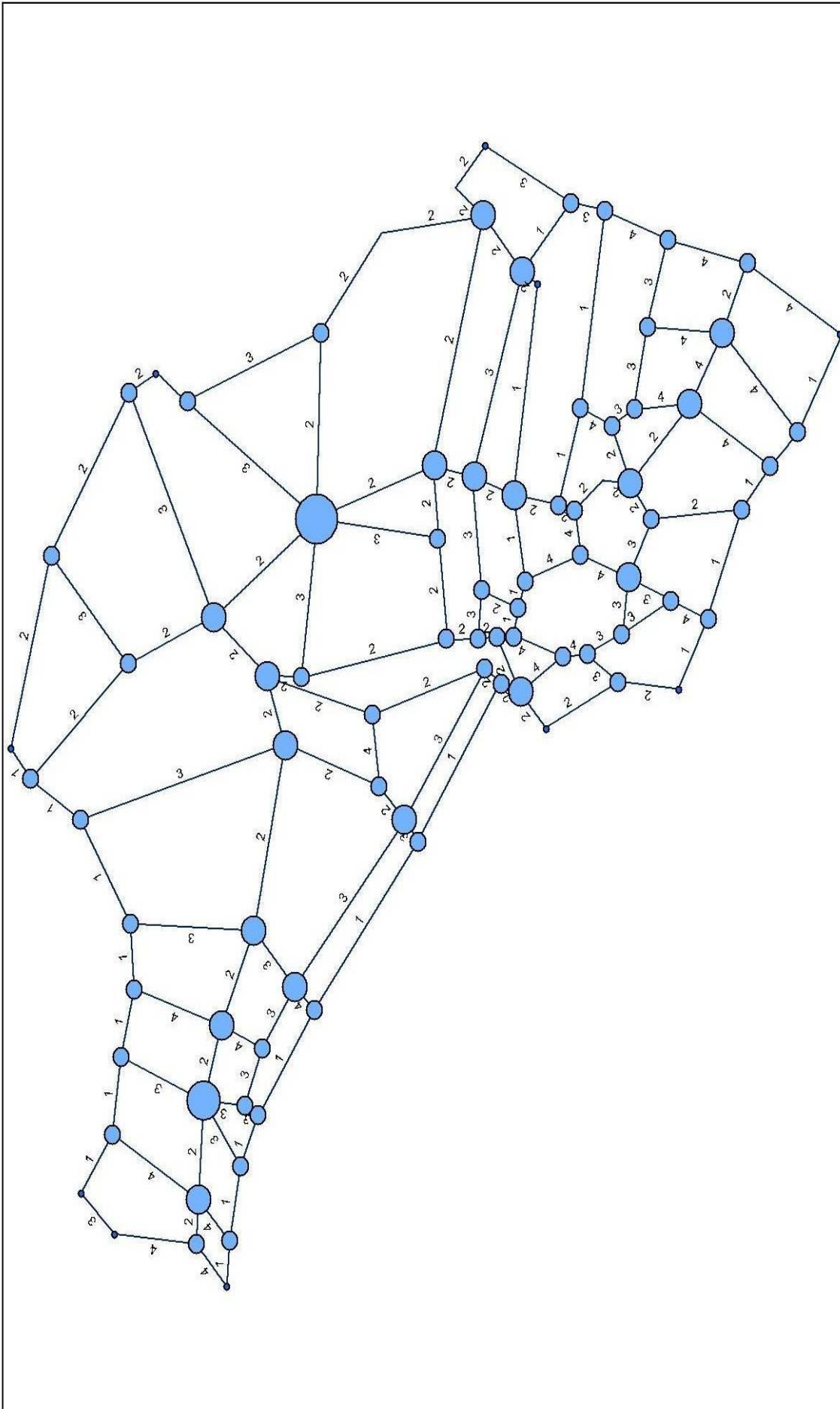


Рис.16. Граф схемы геодинамической модели территории Республики Адыгея с вершинами, соответствующими их степени.

– для создания в геоинформационной среде кинематических моделей процессов взаимодействия блоков по алгоритмам, разрабатываемым в соответствии с теоретическими положениями сейсмо-тектогенеза и построения прогноза их развития.

В практическом плане модель полезна для определения исторических трендов тектонических движений и концентраторов сейсмических напряжений, выявления точек мониторинга предвестников землетрясений, сейсмического прогнозирования, оптимизации системы инструментальных геодинамических наблюдений, мониторинга безопасности производственной инфраструктуры, выявления структур перспективных для поиска месторождений полезных ископаемых.

Системная геодинамическая модель территории необходимый базис для мониторинга неблагоприятных и опасных экзогенных процессов и параметрического определения их причинно-следственных связей с тектоническим поведением территории.

6. АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА ПОСТРОЕНИЯ И АНАЛИЗА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ТЕРРИТОРИИ

Для повышения эффективности и качества научных исследований на основе математической системной геодинамической модели, получения или уточнения новых данных о природных явлениях и процессах, основанных на фундаментальных знаниях географической науки и обеспечивающих междисциплинарные исследования, применение математического аппарата и получения качественно новых научных результатов, достижение которых принципиально невозможно без применения ЭВМ, разработана технология автоматизированного построения модели и автоматизированная система научных исследований.

Структурно-функциональная схема геодинамической модели территории, представленная на рисунке 17 описывает предметную область для автоматизированной системы научных исследований

По классификации автоматизированных комплексов Система относится к многофункциональным программным комплексам для построения моделей и исследования процессов их функционирования в научных исследованиях (коды ОКП – 50 3000 3/50 3200 0 прикладные программные средства для научных исследований, программные средства для моделирования и исследования).

Процесс построения геодинамической модели территории содержит следующие этапы:

1). Оцифровка исходных материалов: листов топокарты масштаба 1:200000, тектонической и геологической карт, стратиграфических материалов, данных геофизических исследований.

2). Разработка вспомогательных материалов по данным топо-

графических карт и космоснимков: карт трещиноватости, типа рисунка речной сети, орографии, порядков гидрографической сети, порядков водораздельных линий.

3). Разработка цифровой модели рельефа в оригинальной программе «Gravity».

4). Создание блоковой модели территории методом морфоструктурного районирования.

5). Построение цифровой модели гидрологической сети и автоматизированное ранжирование ее водотоков.

6) Вычисление полибазисных поверхностей, изогипсопахит, градиента мощности слоя между базисными и топографической поверхностями.

7). Построение векторного поля градиентов мощности слоя между базисными и топографической поверхностями для определения характера взаимодействия соседних блоков (сжатие, растяжение сдвиг).

8). Экспертный анализ выявленного поля тектонических напряжений для выявления блоков – концентраторов с использованием модуля «Gravity».

9). Верификация построенной геодинамической модели относительно полученных картосхем.

Система научных исследований предназначена для поддержки основных этапов построения геодинамической модели, а именно с 3 по 7.

В рамках модели и для построения ее цифрового аналога разработана иерархическая система объектов геодинамической модели, определены типы внутренних и внешних взаимодействий объектов, что позволяет применить принципы объектно-ориентированного анализа и проектирования к ее построению.

В рамках разработанной автоматизированной технологии для описания и анализа сложных пространственных тектонических объектов разработаны оригинальные вычислительные алгоритмы взаимодействия тектонических объектов в 3D/4D пространстве.

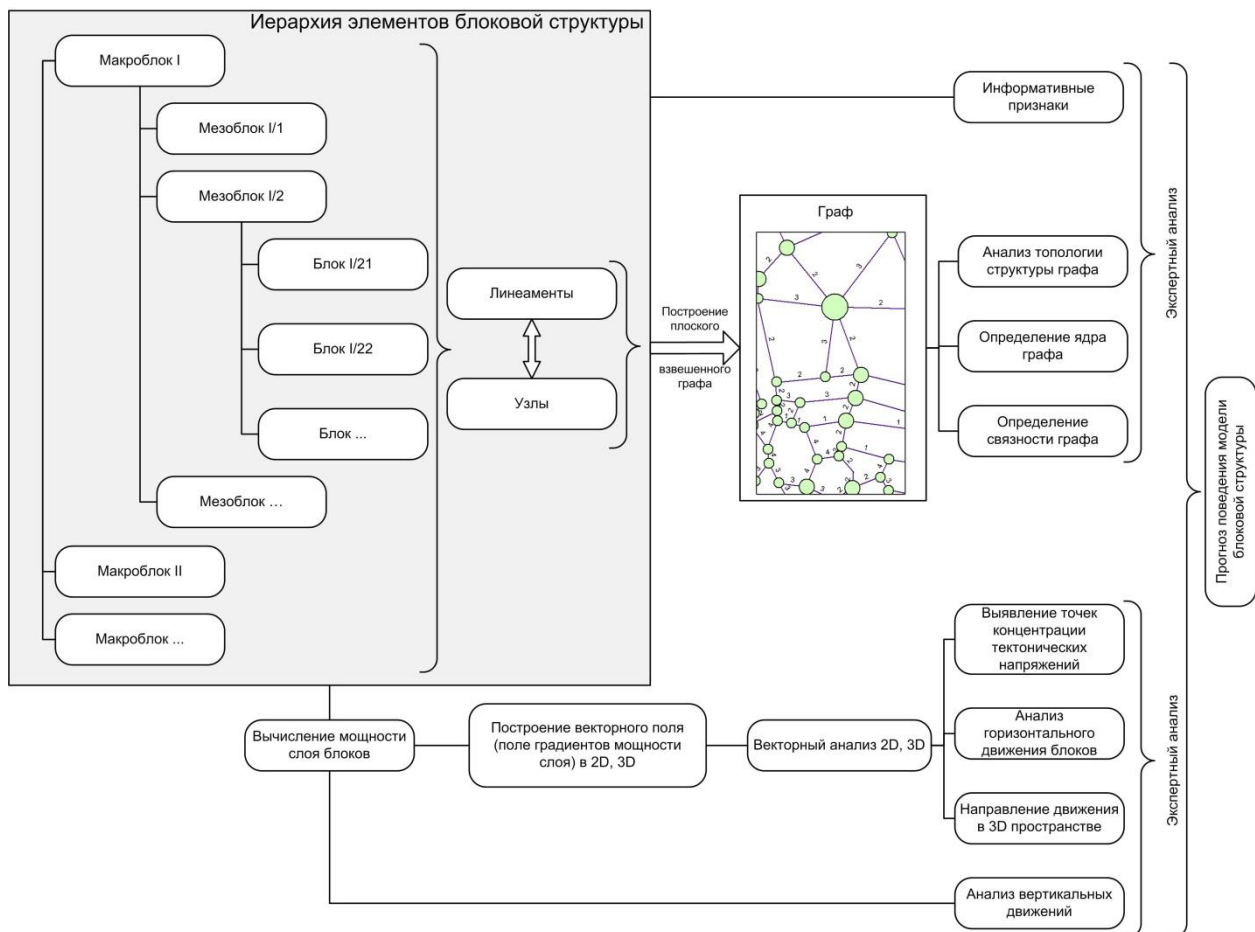


Рис.17. Структурно-функциональная схема геодинамической модели территории.

Автоматизированная система построения геодинамической модели территории обеспечена всеми необходимыми инструментами аналитического оперирования и продуцирования данных, т.е. инженерии знаний.

Система разработана на базе авторского открытого ГИС ядра OpenGISCore, в качестве СУОРБД используется открытая система PostgreSQL. Геодинамическая модель территории включает в себя информационную модель для управления атрибутивными данными в базе данных. Информационная модель строится на следующих принципах:

- интеграция пространственной и атрибутивной информации;
- поддержка иерархической структуры блоков, узлов и линеаментов;
- интеграция множества атрибутов и набора операций над ними.

Для разработки информационной модели использовался метод объектно-ориентированного анализа и проектирования, который позволил разработать объектно-реляционную схему базы данных и объектный программный модуль обработки геодинимической модели территории.

Объектно-ориентированная информационная модель обладает рядом преимуществ.

Во-первых, она позволяет в полной мере использовать возможности современных языков программирования, например, таких как C++.

Во-вторых, применение таких моделей существенно повышает уровень унификации разработки и пригодность ее повторного использования, что становится особенно важным при хранении большого количества объектов в геоинформационных системах.

В-третьих, использование объектной модели приводит к построению систем на основе стабильных промежуточных описаний, что упрощает процесс внесения изменений, в результате чего модель может изменяться в соответствии с развитием объекта моделирования.

В-четвертых, объектная модель уменьшает громоздкость разрабатываемой системы. И, наконец, объектная модель ориентирована на человеческое восприятие.

Объектная модель данных, разрабатываемой Системы выполняется с учетом особенностей используемых информационных показателей, имеющих координаты, количественное и качественное выражение, геометрическую форму, характеристики взаиморасположения и взаимовлияния.

Поэтому базовыми являются пространственные атрибуты геообъектов, которые есть не что иное, как геометрическое описание формы в некотором координатном пространстве.

На основании набора классов представляющего геометрические примитивы разработана схема классов, соответствующая приведенным на структурно-функциональной схеме геообъектам предметной области, относительно которых происходит накопле-

ние информации.

Информационная модель представлена на рисунках 18, 19 в виде схемы объектно-реляционной базы данных, включающей иерархию блоков и их взаимосвязи с узлами и линеаменами, и схемы объектного модуля обработки базы данных.

В качестве основных концептуальных классов выделены: класс «микроблок», «блок III уровня», «мезоблок II уровня», «макроблок I уровня», которые представляют разные уровни иерархии информационной модели.

Перечисленные классы связаны между собой отношением включения. При реализации отношений выполняются операции агрегирования и усреднения основных параметров блоков, входящих в блок более высокого уровня. Концептуальными классами являются также: «узел» и «линеамент».

Для реализации геометрической и топологической связей между блоками разных уровней выделяются дополнительные классы. «Структурная схема III уровня», «Структурная схема II уровня», «Структурная схема I уровня», «Структурная схема узла».

Отдельно рассматривается n-арная («Связь блока с линеаменами») связь между блоками и линеаменами, которая представляет собой описание топологических соотношений между блоками и линеаменами одного ранга. Каждый класс в своем составе содержит структуру, описывающую его геометрию.

Для обработки геометрических данных используется модуль СУОРБД PostgreSQL PostGIS, предоставляющий набор стандартных функций пространственного анализа и построения пространственного индекса.

Объекты каждого класса хранятся в реляционных таблицах, доступ к ним может осуществляться как по ссылке, так и через таблицу.

Построенная схема в процессе развития системы модифицируется путем добавления новых классов представляющих собой дополнительные методы обработки.

Объекты (классы) пространственных данных сгруппированы в

тематические слои согласно их типу. Кроме слоев тектонических блоков и линеаментов в базе данных предусмотрены дополнительные слои:

- горизонтали;
- элементы долинной сети;
- точки пересечения горизонталей и долинной сети.

Система включает модули: 2D редактора, 3D редактора, аналитической предварительной обработки данных, модуль построения цифровой модели гидросети, (объектные схемы классов модуля представлены на рисунке 20, 21), анализа полибазисных поверхностей, анализа динамических характеристик блоков.

Клиентский графический интерфейс, обеспечивает следующие функции:

- загрузка/выгрузка ГИС данных в формате Shapefile (SHP);
- интерактивное редактирование геометрических и атрибутивных данных.
- интерактивное выполнение аналитических функций (см. ниже);
- настраиваемое (цвет, толщина линий, стили линий) отображение загруженных данных в виде карты.

В системе реализованы следующие основные функции автоматизированной обработки данных:

- ранжирование порядков долинной сети;
- поиск точек пересечения линий долинной сети различных порядков с горизонталями: высота полученных точек автоматически считывается с горизонталей;
- автоматическая простановка высот узлов для линий долинной сети по пересечениям с горизонталями;
- поиск разности двух ЦМР с предварительной фильтрацией шумов;
- поиск средних по блоку параметров разностных поверхностей:
 - поиск центра масс слоя изогипсопахит в пределах блока;
 - поиск градиента мощности слоя в пределах блока.

Для подсистемы «Гидросеть» разработаны основные алгоритмы анализа структуры и морфометрии речной сети (пример алгоритма построения древовидной модели речной сети представлен на рисунке 22, пример вычисления алгоритма представлен на рисунке 23).

Структура объектно-реляционной базы данных речной системы

27 Сентябрь 2008 г.

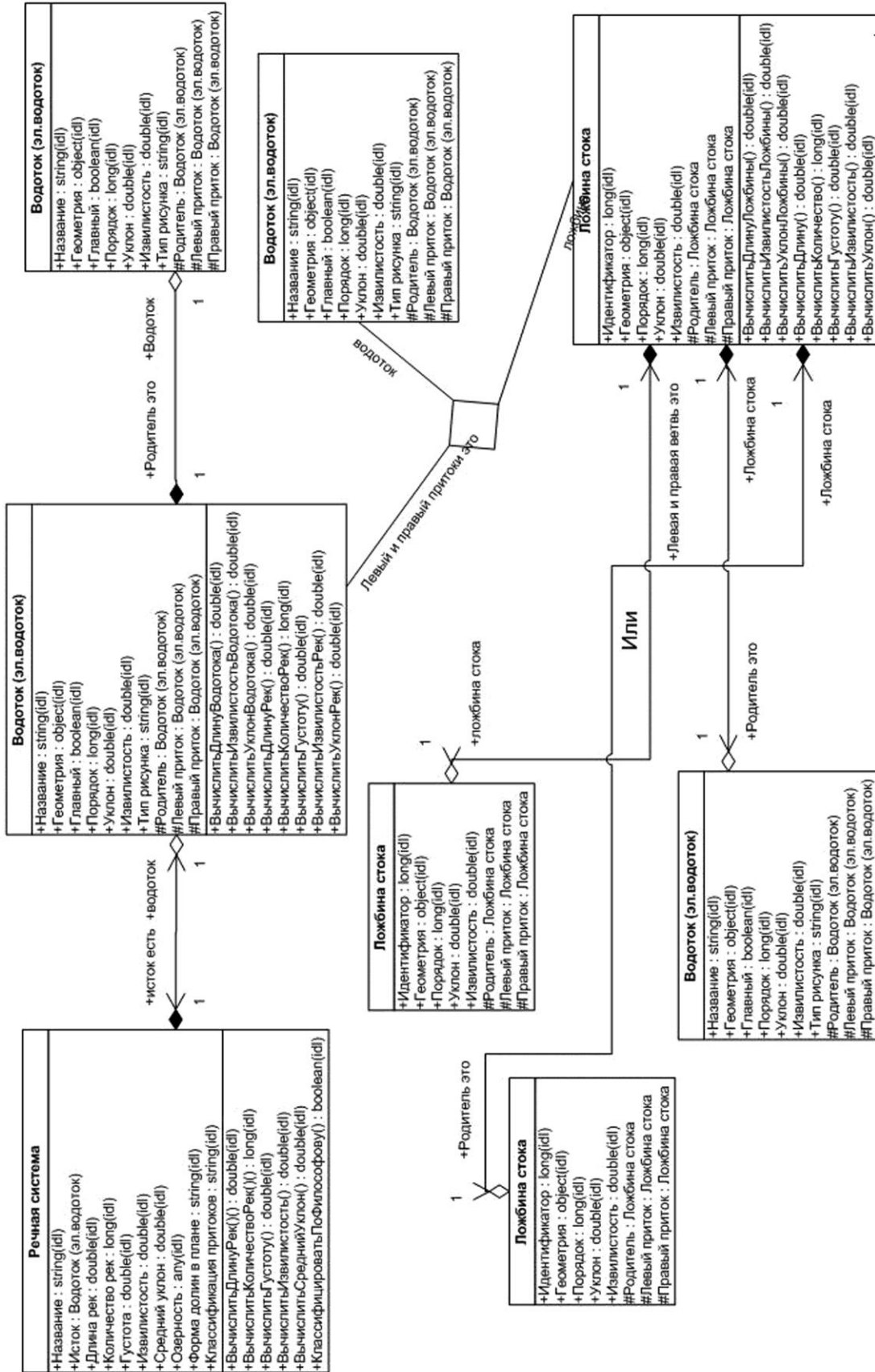


Рис.20. Схема классов объектного модуля построения цифровой модели гидросети.

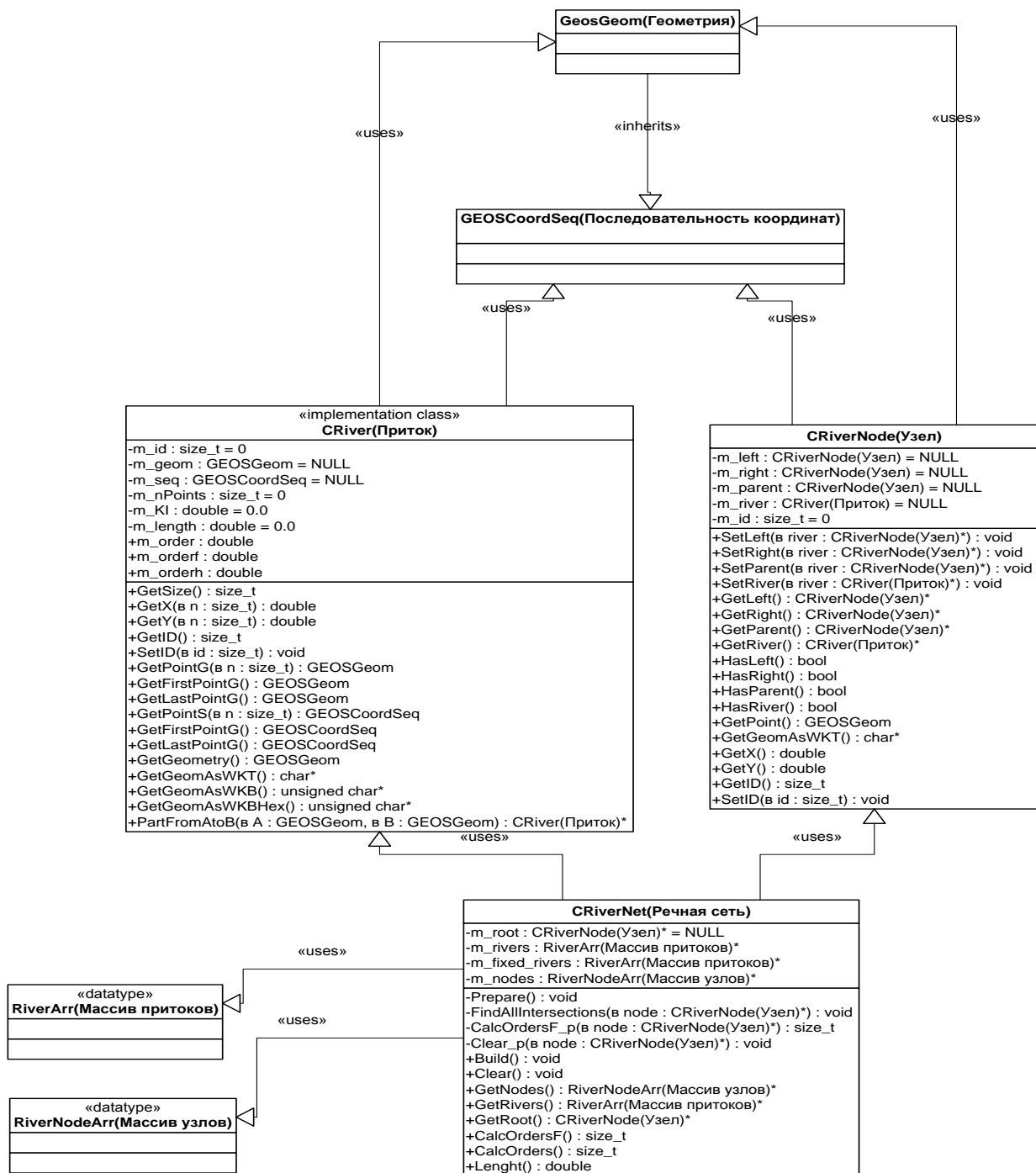


Рис.21. Схема классов речной сети в UML нотации.

Автоматизированное построение полибазисных поверхностей рельефа по 3D тальвегам речной сети соответствующего порядка производится с помощью авторского модуля построения (оригинальной) модели рельефа «Gravity» (Свидетельство о регистрации программ №2007612044).

Успешная реализация операции построения полибазисных

поверхностей определяется используемой моделью, основанной на алгоритме физического закона гравитационного переноса в поле силы тяжести Земли.

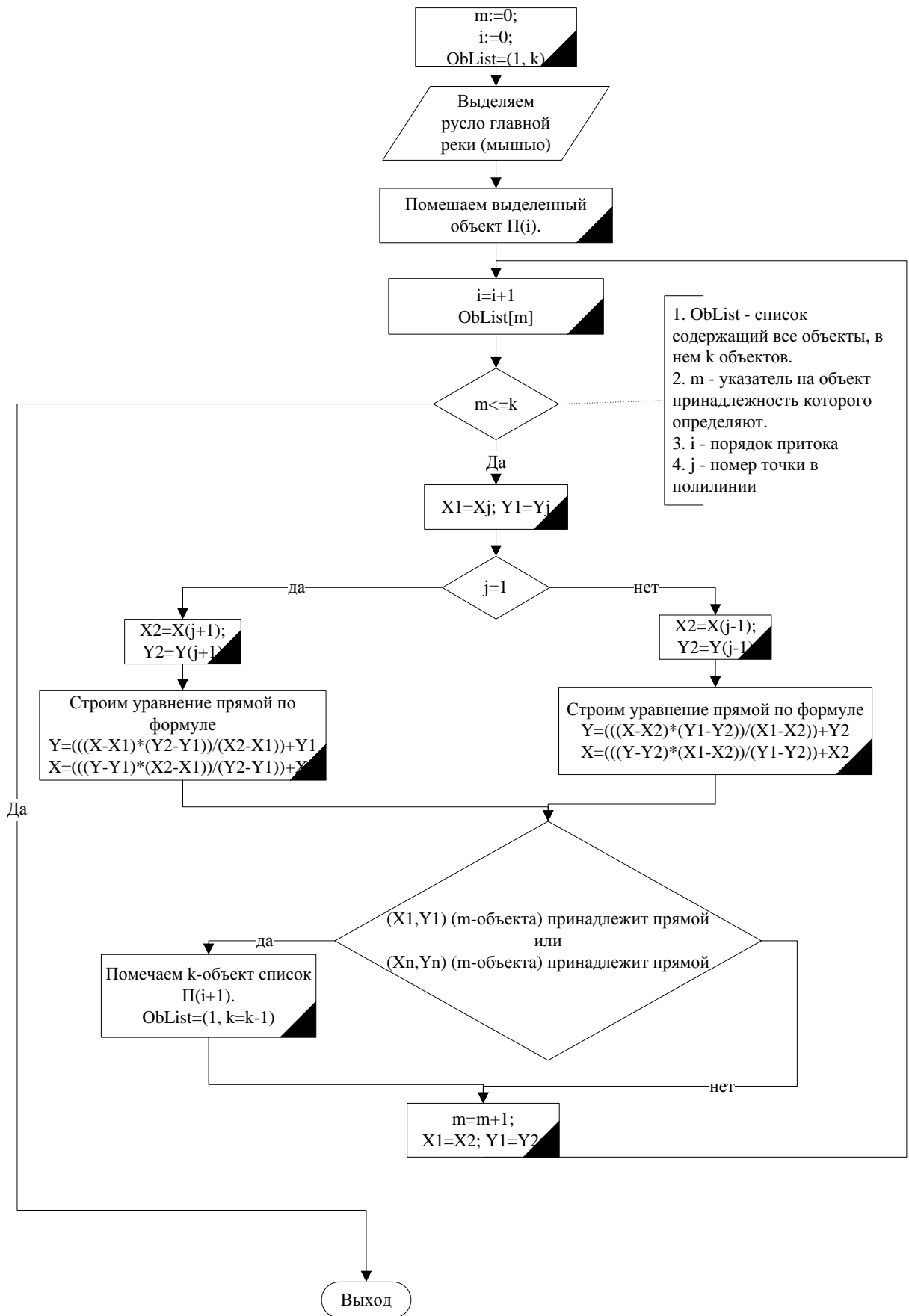


Рис.22. Алгоритм построения древовидной структуры речной системы и классификации речных притоков.

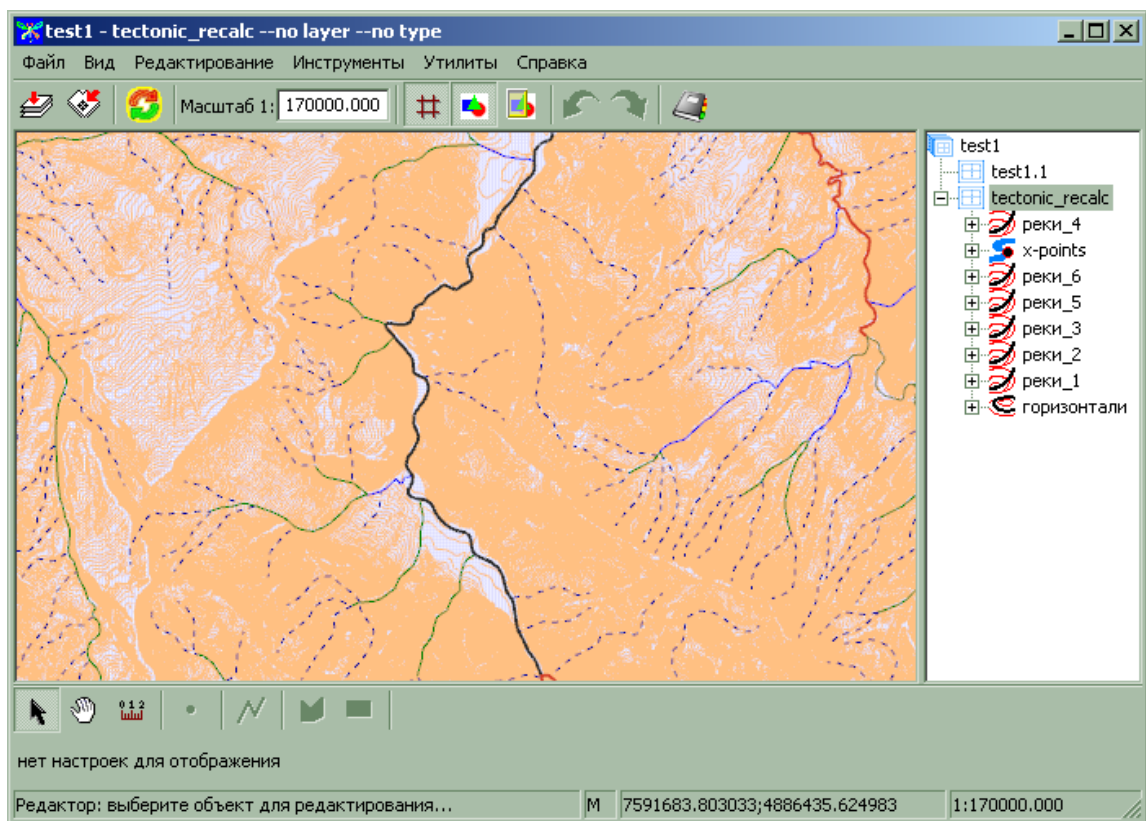


Рис.23. Фрагмент карты порядка тальвегов речных долин построенной по цифровой модели гидросети.

В состав Системы включены ряд инструментов, позволяющих произвести расчёт необходимых морфометрических параметров и статистической обработки данных полигонов по цифровой модели рельефа.

Разработаны ряд инструментов для автоматизированного морфоструктурного районирования. Они вошли в состав единого модуля «Морфоструктурный анализ» (рис. 24).

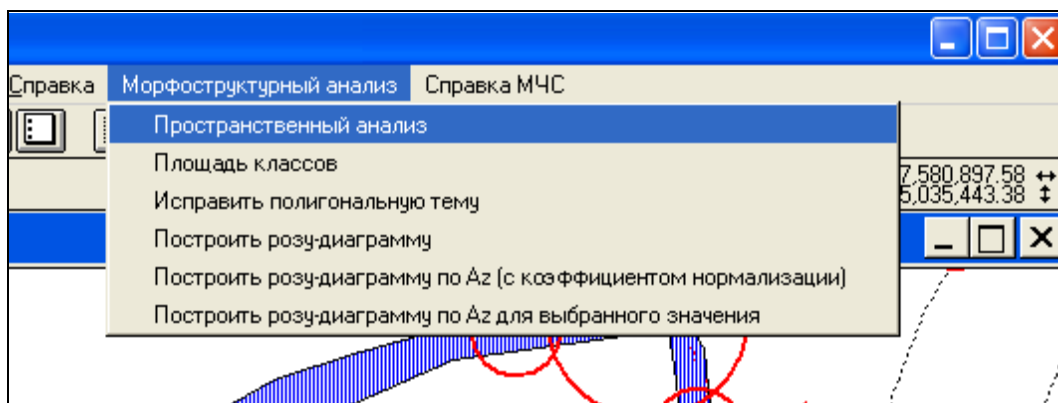


Рис.24. Окно модуля «Морфоструктурный анализ».

Модуль включает следующий набор инструментов:

- «пространственный анализ» – позволяет выделить однородные объекты, на основе взаимного расположения двух слоев; вычислить морфометрические характеристики для каждого полигона идентифицированного уникальным ID-номером;

- «площадь классов» – вычисляет площадь классов по двум полям базы данных для каждого полигона и заносит данные в единую таблицу;

- «исправить полигональный слой» – позволяет конвертировать узлы выделенного полигонального слоя в другой «shp» файл;

Три последующих авторских инструмента предоставляют возможность построения роз-диаграмм трещиноватости земной коры с различными условиями:

- 1) простое построение;
- 2) построение с коэффициентом нормализации (рис. 25);

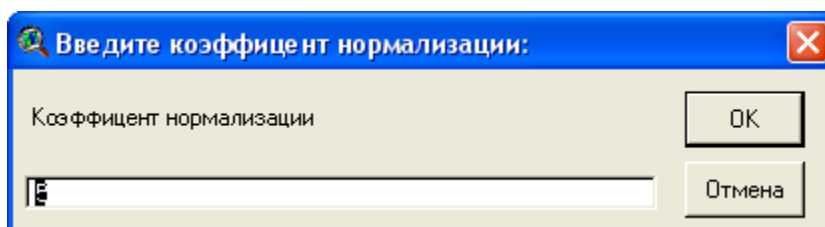


Рис.25. Окно «Построение с коэффициентом нормализации».

- 3) построение для выбранного значения (отдельного полигонального объекта) (рис. 26)

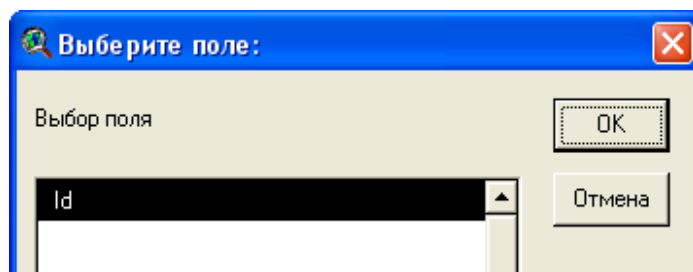


Рис.26. Окно «Построение для выбранного значения».

Роза-диаграмма радиальных азимутов простираения линейных элементов рельефа (рис. 27) отображает особенности пространственной ориентации линейных элементов, дешифрованных по космоснимкам, речной сети и горизонталям.

Длина каждого луча пропорциональна сумме длин линейных элементов данного азимута, а толщина показывает количественную составляющую.

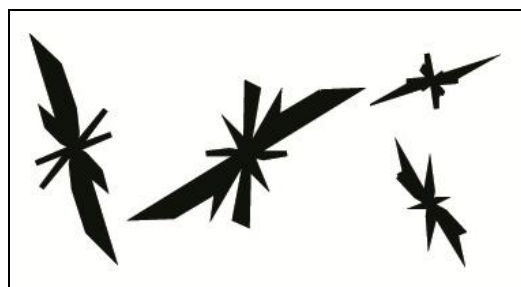


Рис.27. Примеры роз-диаграмм трещиноватости морфоструктурных блоков.

Модуль «Морфоструктурный анализ» автоматизирует процесс морфоструктурного районирования и позволяет наиболее точно и быстро строить схемы МСР, обеспечивает накопление и анализ параметрических данных (рис. 28).

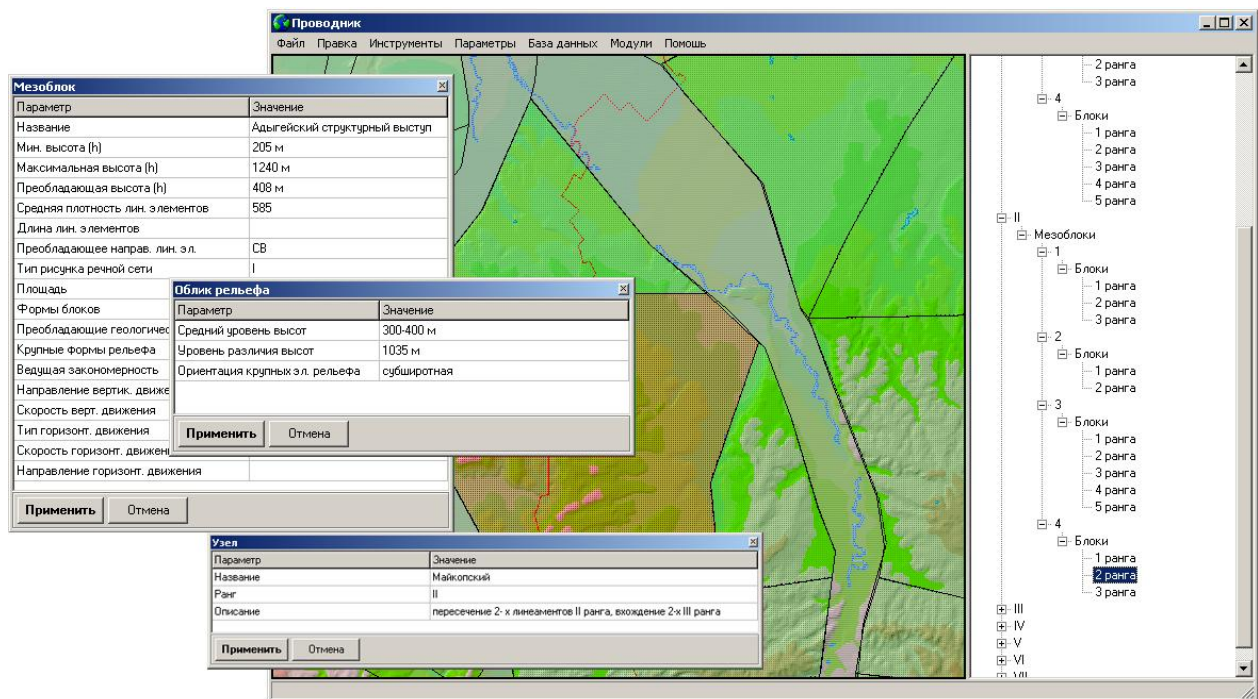


Рис.28. Работа с базой данных геодинамической модели территории.

К возможностям аналитической обработки данных, кроме перечисленных выше, относится модуль построения карт разностной мощности слоя между топографической и базисными поверхностями (рис. 29, 30, 31), а также автоматизированного построения градиента скорости и направления движения тектонических блоков (рис. 32).

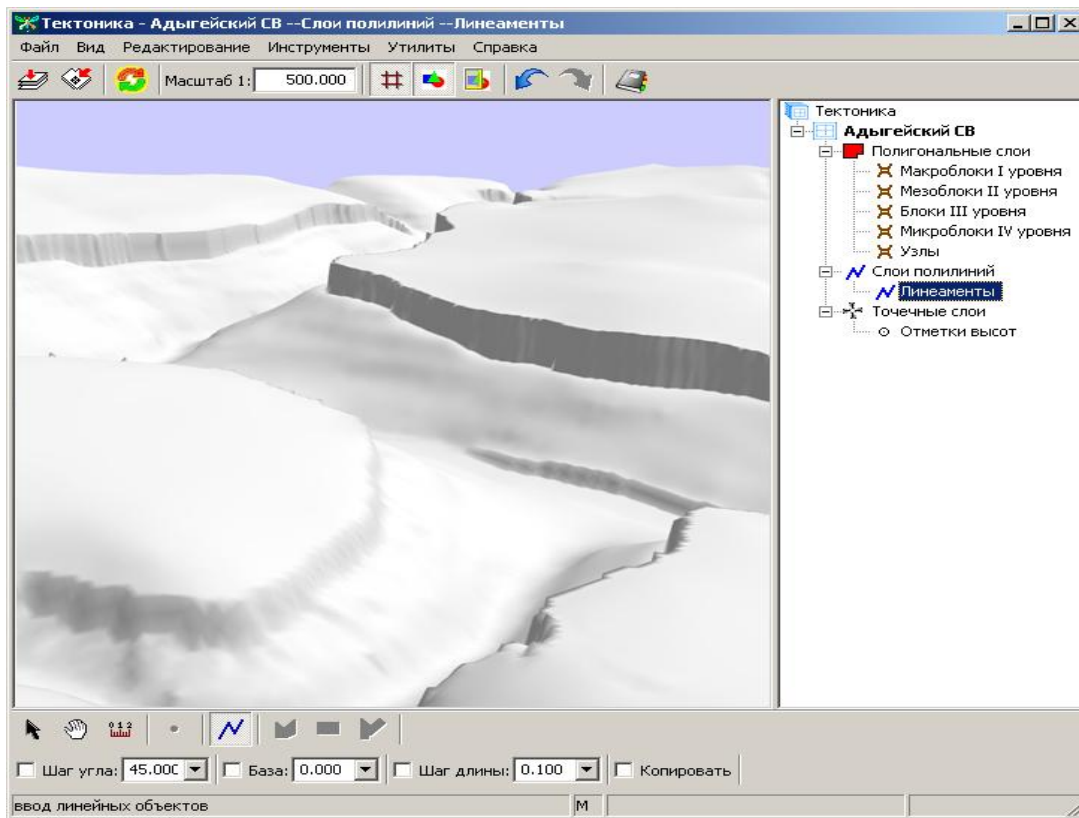


Рис.29. Вычисление и визуализация полибазисных поверхностей.

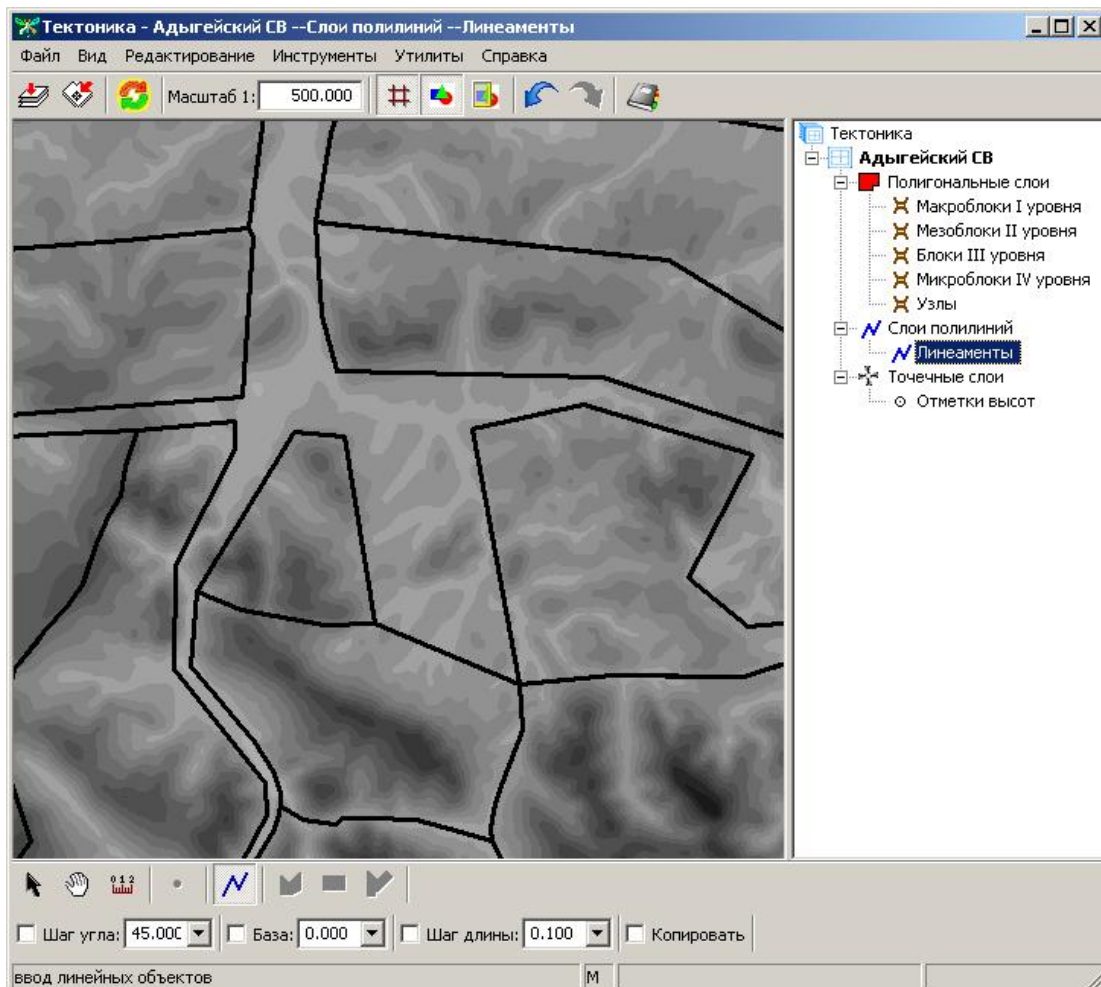


Рис.30. Расчет мощности «разностного» слоя.

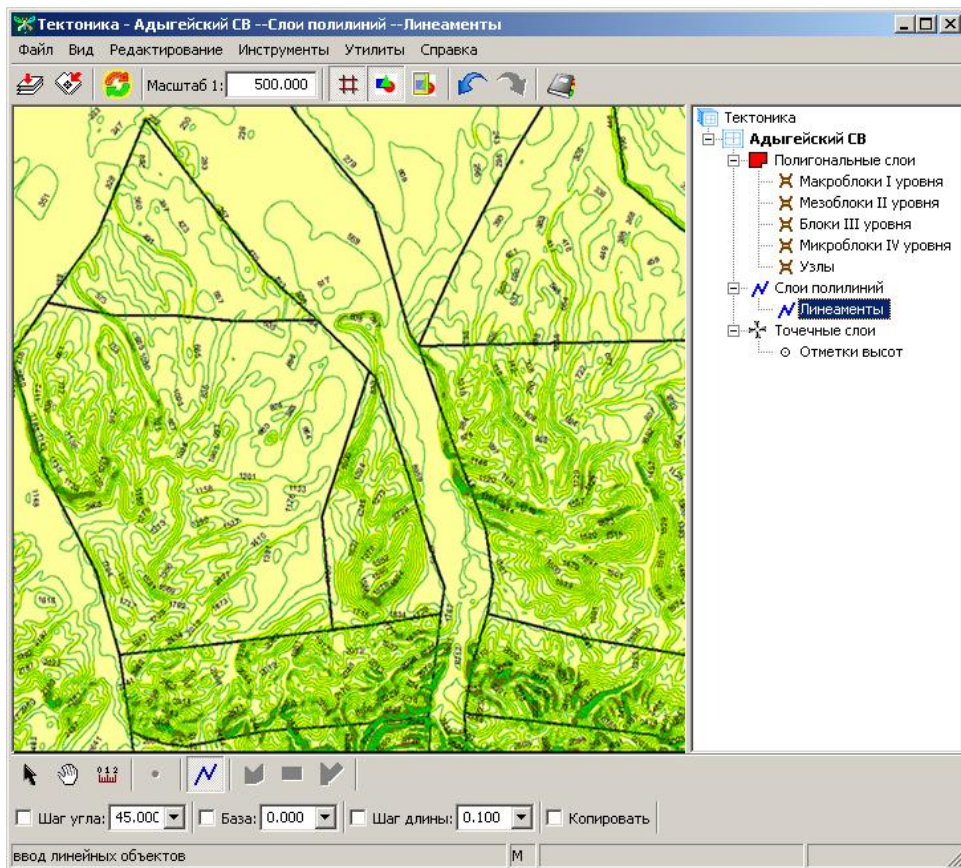


Рис.31. Изогипсопахиты мощности слоя между топографической поверхностью и базисной поверхностью 4-го порядка.

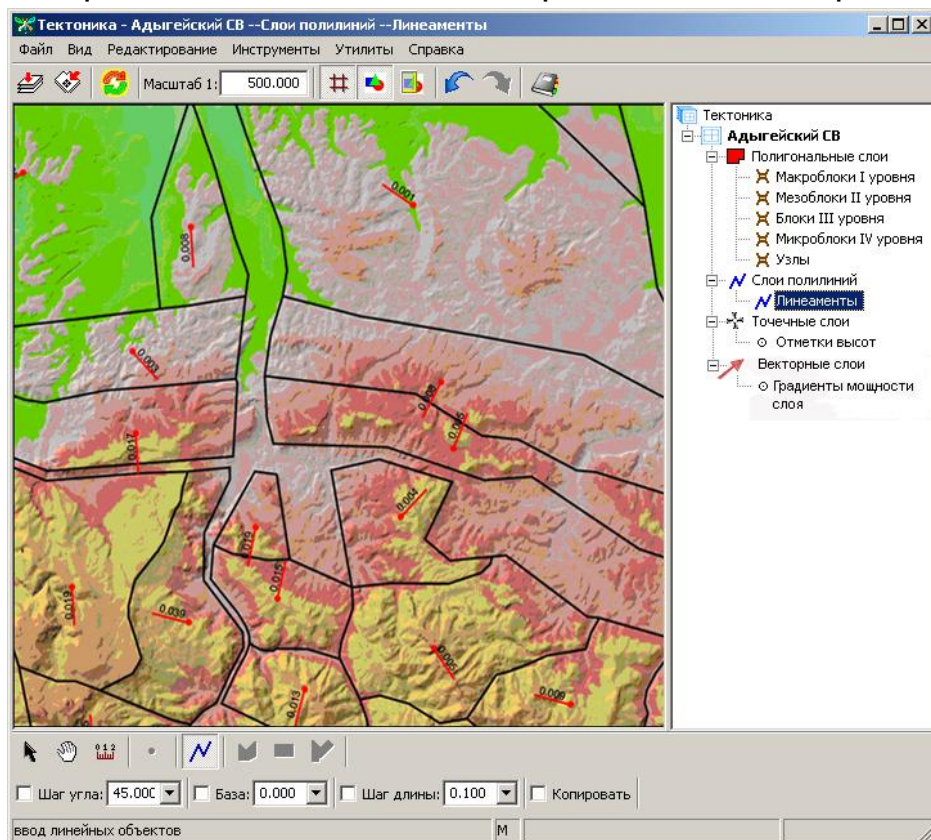


Рис.32. Автоматизированное построение градиента скорости и направления движения тектонических блоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методология и технология автоматизированного построения пространственно временной геодинамической модели позволяет воссоздавать тектоническое поведение территории за плиоцен-четвертичное время, рассчитывать характер движения, интенсивность взаимодействия тектонических блоков, пространственную дифференциацию тектонических напряжений в региональном плане и в пределах тектонических элементов, выявлять блоки концентраторы.

Предлагаемая геодинамическая динамическая модель может быть реализована на уровнях от локального до глобального в зависимости от масштаба используемых исходных материалов.

Автоматизировано построенная на основе изложенных подходов системная геодинамическая модель территории является многофункциональной.

В теоретическом плане геоинформационная модель является базовой основой:

- для моделирования в едином координированном 3D/4D пространстве процессов, происходящих в мантии, литосфере и земной коре по данным компьютерной томографии относительно реальной актуотектонической схемы;
- для исследования процессов структурообразования в неоднородной, иерархически построенной геологической среде;
- для исследования закономерностей полей напряжений, формируемых в земной коре;
- для разработки динамических моделей процессов взаимодействия блоков и построения прогноза их развития;
- для прогнозирования тектонических движений;
- для определения морфотектонического основания ландшафтов и т.д.

В практическом плане модель полезна для определения исторических трендов тектонических движений и концентраторов сейсмических напряжений, выявления точек мониторинга предвестников землетрясений, оптимизации системы инструментальных геодинамических наблюдений, мониторинга безопасности производственной инфраструктуры, выявления структур перспективных для поиска месторождений полезных ископаемых.

Системная геодинамическая модель территории необходимый базис для мониторинга неблагоприятных и опасных экзогенных процессов и параметрического определения их причинно-следственных связей с тектоническим поведением территории.

Литература

1. Акритас А. Основы компьютерной алгебры с приложениями. / А. Акритас. / Пер. с англ. Е.В. Панкратьева. – М.: Мир, 1994. – 272 с.
2. Викулин А.В. Вращение, упругость и геодинамика. / А.В. Викулин [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.kscnet.ru/ivs/publication/whirlwinds/vikulin.htm>.
3. Гончаров М.А., Талицкий Н.С., Фролова В.Г. Введение в тектонофизику: Учебное пособие. - М.: КДУ, 2005. - 496 с.
4. Государственная геологическая карта РФ масштаб 1:200000. - Изд-е 2-е - 4-37-XXXIV, К-37-XXXXIV, К-37-XXXV.
5. Греков И.И., Ослопов Д.С. Тектонодинамическая структура Северного Кавказа. / И.И. Греков, Д.С. Ослопов // - Ессентуки. – 2001. – 104 с.
6. Ефремов Ю.В., Лилиенберг Д.А. Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья – Краснодар: КубГУ, 2001. – 272 с.
7. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. / А.Д. Завьялов. – М.: Наука, 2006. – 256 с.
8. Лилиенберг Д.А. Закономерности и механизмы современной геодинамики морфоструктур Крыма, Кавказа и Каспия. / Д.А. Лилиенберг. // Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. - Краснодар: КубГУ, 2001. - С. 45-72.
9. Лилиенберг Д.А. Развитие и совершенствование картирования современных тектонических движений. / Д.А. Лилиенберг. // Современные движения земной коры (морфоструктуры, разломы, сейсмичность). М.: Наука, 1987. - С. 60-68.
10. Лилиенберг Д.А. Кавказ. Горы шовных зон СССР и тектоника плит. / Д.А. Лилиенберг. - М.: Наука, 1990. - С. 141-158.

11. Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е. Морфоструктурное обоснование карт современных тектонических движений. / Д.А. Лилиенберг. // Современные движения земной коры. Геолого-геоморфологические исследования. - М.: Радио и связь, 1982. - С. 33-35.

12. Лилиенберг Д.А. Современные тектонические движения и их связь с морфоструктурами. / Д.А. Лилиенберг. // Актуальные вопросы советской географической науки. - М.: 1972. – С. 65-85.

13. Лилиенберг Д.А. Общие и региональные закономерности современной геодинамики Кавказа (по геоморфологическим и геодезическим данным). / Д.А. Лилиенберг. // Современные движения земной коры: методы и результаты исследований. Киев, 1980. - С. 204-217.

14. Лилиенберг Д.А. Геоморфолого-геодинамическое направление в оценке подвижности морфоструктур и изменчивости земной поверхности. / Д.А. Лилиенберг. // Известия РАН. Сер. Географ. - №6 - 1988. – С. 24-30.

15. Лилиенберг Д.А. Новые подходы в изучении современной геодинамике горных стран. / Д.А. Лилиенберг. // Проблемы на географята (София). - №2 – 1989. – С. 110-120.

16. Лилиенберг Д.А. Актуотектоника и экогеодинамика / Д.А. Лилиенберг // Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии. Санкт-Петербург, 1997. – С. 16-24.

17. Лилиенберг Д.А. Новые представления о закономерностях и механизмах современной геодинамики морфоструктур горных стран. / Д.А. Лилиенберг. // Известия РАН. Сер. географ. - №6 – 1998. – С. 25-32.

18. Лилиенберг Д.А. Характер проявления современной геодинамики и регионально-страноведческие аспекты. / Д.А. Лилиенберг. // Проблемное страноведение и мировое развитие. М.: 1998. – С. 175-196.

19. Лилиенберг Д.А. Актуотектоника и пространственно временные вариации современной геодинамики кавказотипных орогенов / Д.А. Лилиенберг // Новейшая тектоника и ее влияние на фор-

мирование и размещение залежей нефти и газа: Труды международного совещания. Баку, 1999.

20. Лилиенберг Д.А., Будагов Б.А., Алиев А.С. Морфотектоника Азербайджана и Восточного Закавказья с позиций неомобилизма. / Д.А. Лилиенберг. // Геоморфология. - №4 – 1996. – С. 31-50.

21. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. / Е.Е. Милановский. М.: Недра, 1968. - 482 с.

22. Мещеряков Ю.А. Рельеф и современная геодинамика. / Ю.А. Мещеряков. М.: 1981. – 277 с.

23. Онтологическая ГИС географического пространства / Т.П. Варшанина, О.А. Плисенко, В.Н. Коробков [и др.] / ИнтерКарто-ИнтерГИС - 16. Устойчивое развитие территорий: теория ГИС и практический опыт: Материалы Международной научной конференции (Ростов-на-Дону (Россия), Зальцбург (Австрия), 3-4 июля 2010г.) – Ростов-на-Дону: изд-во ЮНЦ РАН, 2010. –С. 125-135

24. О сейсмогенезе линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты / В.И. Уломов, Т.И. Данилова, Н.С. Медведева [и др.] [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://seismos-u.ifz.ru/geoorder.htm>.

25. Панкратьев Е.В. Элементы компьютерной алгебры. / Е.В. Панкратьев. – М.: МГУ, 2007. – 243 с.

26. Пикин С.Ф. Гравитационно-кинетическая модель рельефа. / С.Ф. Пикин // ИнтерКарто-ИнтерГИС - 11. Устойчивое развитие территорий: теория ГИС и практический опыт: Материалы Международной научной конференции. - Ставрополь: Изд-во СГУ, 2005. – С. 228-231.

27. Поландов Ю.Х. Теория поля: Учебное пособие. / Ю.Х. Поландов, С.А. Власенко, А.В. Заика. / Под ред. Ю.Х. Поландова – Орел: Орел ГТУ, 2005. – 84 с.

28. Ранцман Е.Я. Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. / Е.Я. Ранцман, М.П. Гласко. – М.: Медиа-Пресс. 2004. - 224 с.

29. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. / В. П. Философов. / Под ред. проф. А.

- В. Вострякова – Саратов: Изд-во Саратовского. ун-та, 1975. – 232 с.
30. Философов В.П. Порядки долин и их использование при геологических исследованиях. / В.П. Философов. - Научный ежегодник за 1955 г. Саратовский университет, геологический факультет. Саратов, 1959. – 256 с.
31. Философов В.П. Применение карт базисной поверхности для выявления современных тектонических движений. / В.П. Философов. – Научный ежегодник за 1955 г. Саратовский университет, геологический факультет, Саратов, 1959. – 215 с.
32. Хунагов Р.Д., Варшанина Т.П. Модель и структура приближенно подобной модели геопространства. / Вестник Адыгейского государственного университета – Майкоп, 2001. – Вып 2(61). – С. 93-111.
33. Электронный ресурс. Режим доступа <http://www.springerlink.com/content/n3p842r6v24j2t0x>.
34. Bertalanfy L. von. General System Theory – a Critical Review / L. Bertalanfy // General System, vol. VII, 1962, p. 1-20.
35. Lilienberg D.A. Spatial – temporal variations on recent endogeodynamics in the Caspian region: Horizontal and vertical movements, mud volcanism, seismicity // I-st Internat Symposium on recent crustal deformations “Istambul-94” / D.A. Lilienberg // Istambul, 1995.
36. Lilienberg D.A. Diversity and general tendencies on recent geodynamics of Alpine orogenic systems in the Southern Europe. / D.A. Lilienberg // Studia geomorphologica Carpatno-Balkanica. Krakow, 1996. – pp. 858-871.
37. Lilienberg D.A. Morphostructural – geodynamics features and tectonic-climatic mechanism Caspian Sea level fluctuations. To International conference “Neotectonics and its influence on the formation of oil and gas fields”. / D.A. Lilienberg // Papers. Baku, 1997.

ПРИЛОЖЕНИЯ

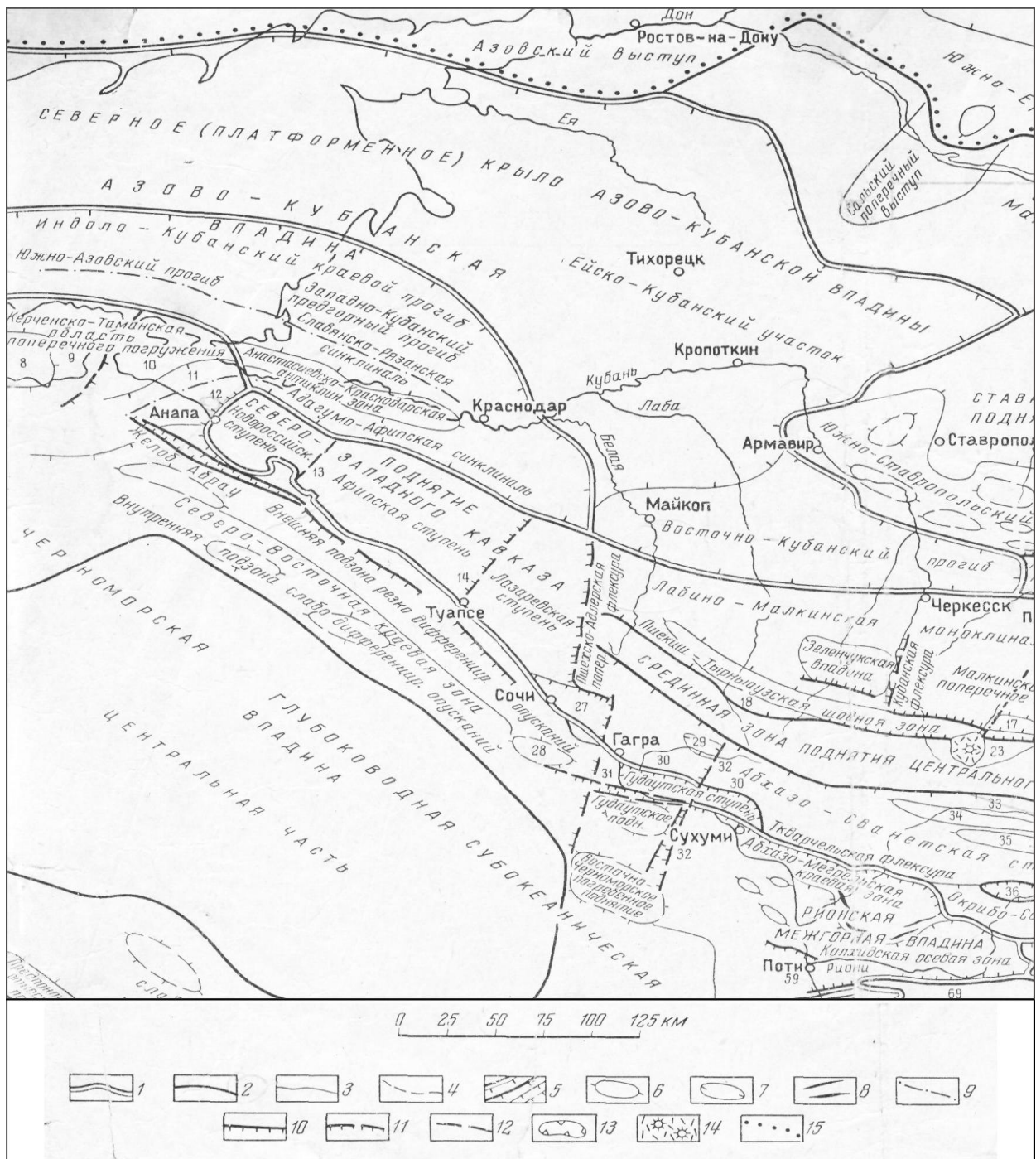


Рис.1. Неотектоническое районирование Северо-Западного Кавказа (по Е. Е. Милановскому, 1966).

1 – границы неотектонических элементов высшего порядка; 2 – то же первого порядка; 3 и 4 – то же более низких порядков; 5 – направление наклона неотектонических структур; 6 – контуры крупных новейших антиклиналей и локальных поднятий; 7 – то же синклиналей и прогибов; 8 – оси некоторых новейших антиклиналей; 9 – то же синклиналей; 10 – новейшие разломы и флексуры с установленным направлением вертикального перемещения; 11 – то же предполагаемые; 14 – крупнейшие вулканы и районы новейшего вулканизма.

Структуры, обозначенные на карте цифрами: 8 – Западно-Керченская зона; 9 – Восточно-Керченская зона; 10 – Таманская зона; 11-Витязевская зона; 12 – Анапская поперечная флексура; 13 – Геленджикская поперечная флексура; 14 – Туапсинская поперечная флексура; 23 – вулканический массив Эльбрус.

1 – древняя русская платформа; 2 – эпигерцинская Скифская плита, приподнятые участки; 3 – то же, опущенные участки; 4 – стратоизогипсы кровли палеозойского фундамента; 5 – предкавказские альпийские краевые прогибы, выполненные кайнозойскими молассами; 6 – 16 – мегантиклинорий Большого Кавказа [6 – Лабино-Малкинская зона (вовлечённый в поднятие Большого Кавказа южный участок эпигерцинской Скифской платформы), выступы палеозойского фундамента], 7 – тоже, пологомоноклинальный мезозойский чехол, 8 – Тырнаузская шовная зона, сложенная палеозоем и юрой, 9 – северное крыло мегантиклинория, сложенное умеренно складчатым мезозоем, 10 – унаследованный от герцинского цикла гост-антиклинорий Центрального Кавказа, сложенный кристаллическими породами палеозоя, 11 – инверсионные антиклинории ядра Большого Кавказа, сложенные интенсивно смятыми метаморфизированными породами лейаса-доггера, 16 – складчатые зоны периклинальных погружений Большого Кавказа, сложенные мощными кайнозойскими отложениями]; 17 – 20 – Рионо-Куринская и Среднеараксинская межгорные депрессии, выполненные кайнозойскими молассами (17 – выступ палеозойского фундамента Грузинского срединного массива, 18 – участки межгорных впадин, наложенные в неогене на срединные массивы, 20 – зоны межгорных впадин, испытывавшие длительное погружение); 21-26 – мегантиклинорий Малого Кавказа (25 – синклинии, выполненные преимущественно вулканогенными образованиями мела и палеогена; 26 – реликтовые внутригорные впадины в них, выполненные олигоценом – антропогеном); 27 – полого залегающие породы неоген-антропогеновых наземных лав и пирокластолитов; 28 – некоторые плиоценовые и антропогеновые вулканы; 29 – участки мегантиклинориев, опущенные под воды Чёрного моря; 30 – пологие брахискладки платформенного чехла Скифской плиты; 31 – оси некоторых крупных антиклинальных складок в Альпийском поясе; 32 – крупные крутые разломы и флексуры (установленные и предполагаемые); 33 – крупные надвиги и тектонические покровы; 34 – границы главнейших тектонических зон.



Условные обозначения:

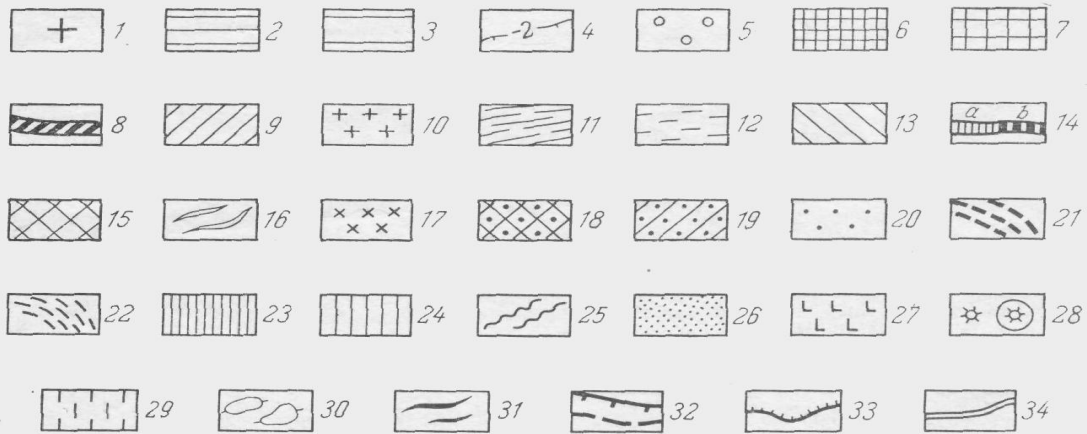


Рис.2. Схематическая тектоническая карта Северо-Западного Кавказа (по Е. Е. Милановскому, 1964).

1 – древняя русская платформа; 2 – эпигерцинская Скифская плита, приподнятые участки; 3 – то же, опущенные участки; 4 – стратоизогиписы кровли палеозойского фундамента; 5 – предкавказские альпийские краевые прогибы, выполненные кайнозойскими молассами; 6 – 16 – мегантиклинорий Большого Кавказа [6 – Лабино-Малкинская зона (вовлечённый в поднятие Большого Кавказа южный участок эпигерцинской Скифской платформы), выступы палеозойского фундамента], 7 – тоже, пологомоноклинальный мезозойский чехол, 8 – Тырнаузская шовная зона, сложенная палеозоем и юрой, 9 – северное крыло мегантиклинория, сложенное умеренно складчатым мезозоем, 10 – унаследованный от герцинского цикла гост-антиклинорий Центрального Кавказа, сложенный кристаллическими породами палеозоя, 11 – инверсионные антиклинории ядра Большого Кавказа, сложенные интенсивно смятыми метаморфизированными породами лейаса-доггера, 16 – складчатые зоны периклинальных погружений Большого Кавказа, сложенные мощными кайнозойскими отложениями]; 17 – 20 – Рионо-Куринская и Среднеараксинская межгорные депрессии, выполненные кайнозойскими молассами (17 – выступ палеозойского фундамента Грузинского срединного массива, 18 – участки межгорных впадин, наложенные в неогене на срединные массивы, 20 – зоны межгорных впадин, испытывавшие длительное погружение); 21-26 – мегантиклинорий Малого Кавказа (25 – синклинии, выполненные преимущественно вулканогенными образованиями мела и палеогена; 26 – реликтовые внутригорные впадины в них, выполненные олигоценом – антропогеном); 27 – полого залегающие породы неоген-антропогеновых наземных лав и пирокластолитов; 28 – некоторые плиоценовые и антропогеновые вулканы; 29 – участки мегантиклинориев, опущенные под воды Чёрного моря; 30 – пологие брахискладки платформенного чехла Скифской плиты; 31 – оси некоторых крупных антиклинальных складок в Альпийском поясе; 32 – крупные крутые разломы и флексуры (установленные и предполагаемые); 33 – крупные надвиги и тектонические покровы; 34 – границы главнейших тектонических зон.

Орографическая схема

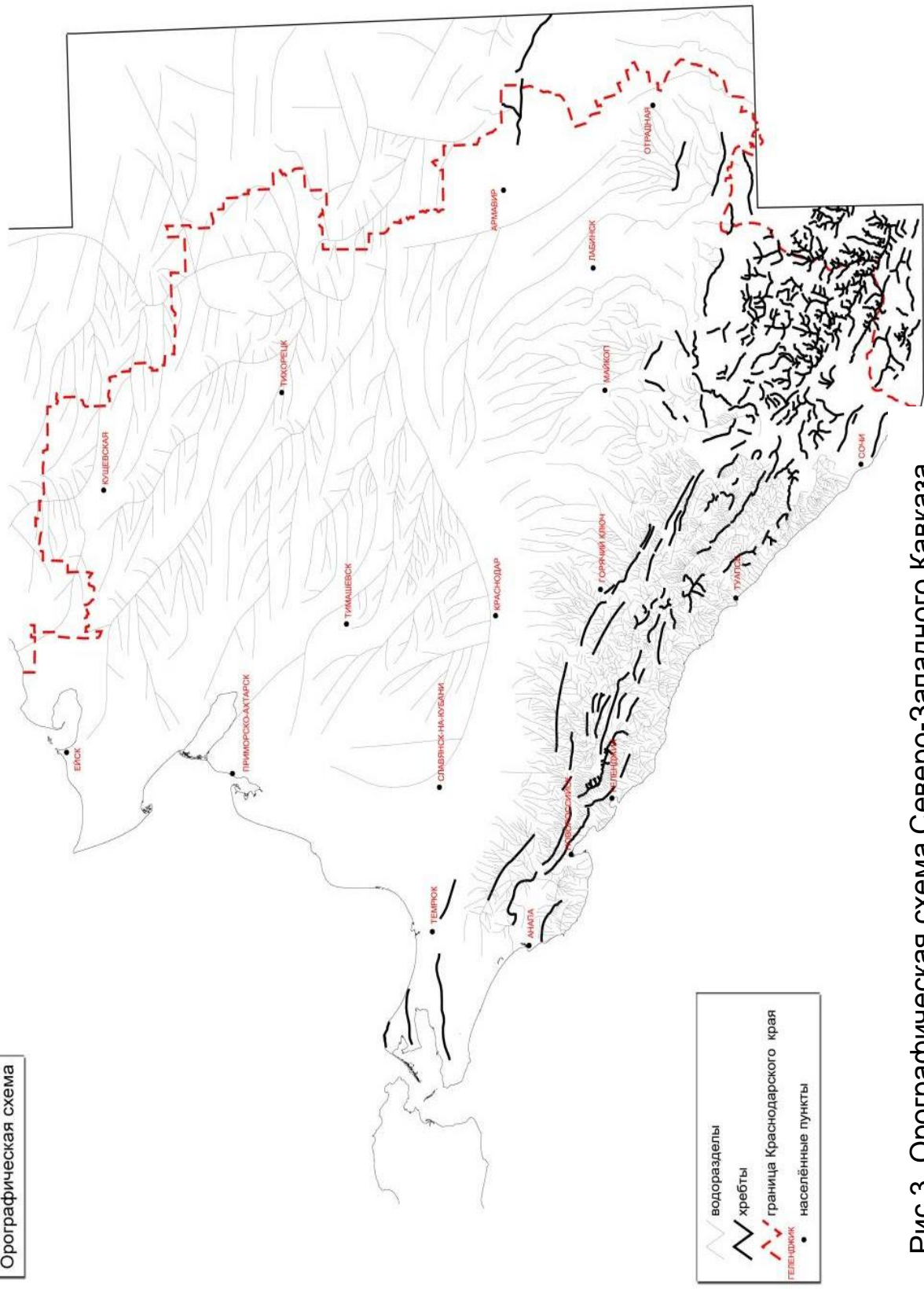


Рис.3. Орографическая схема Северо-Западного Кавказа.

Схема линейных элементов рельефа *



Примечание. Дешифрировано по КС, выявлено по гидросети и рельефу

Рис.4. Схема линейных элементов рельефа Северо-Западного Кавказа.

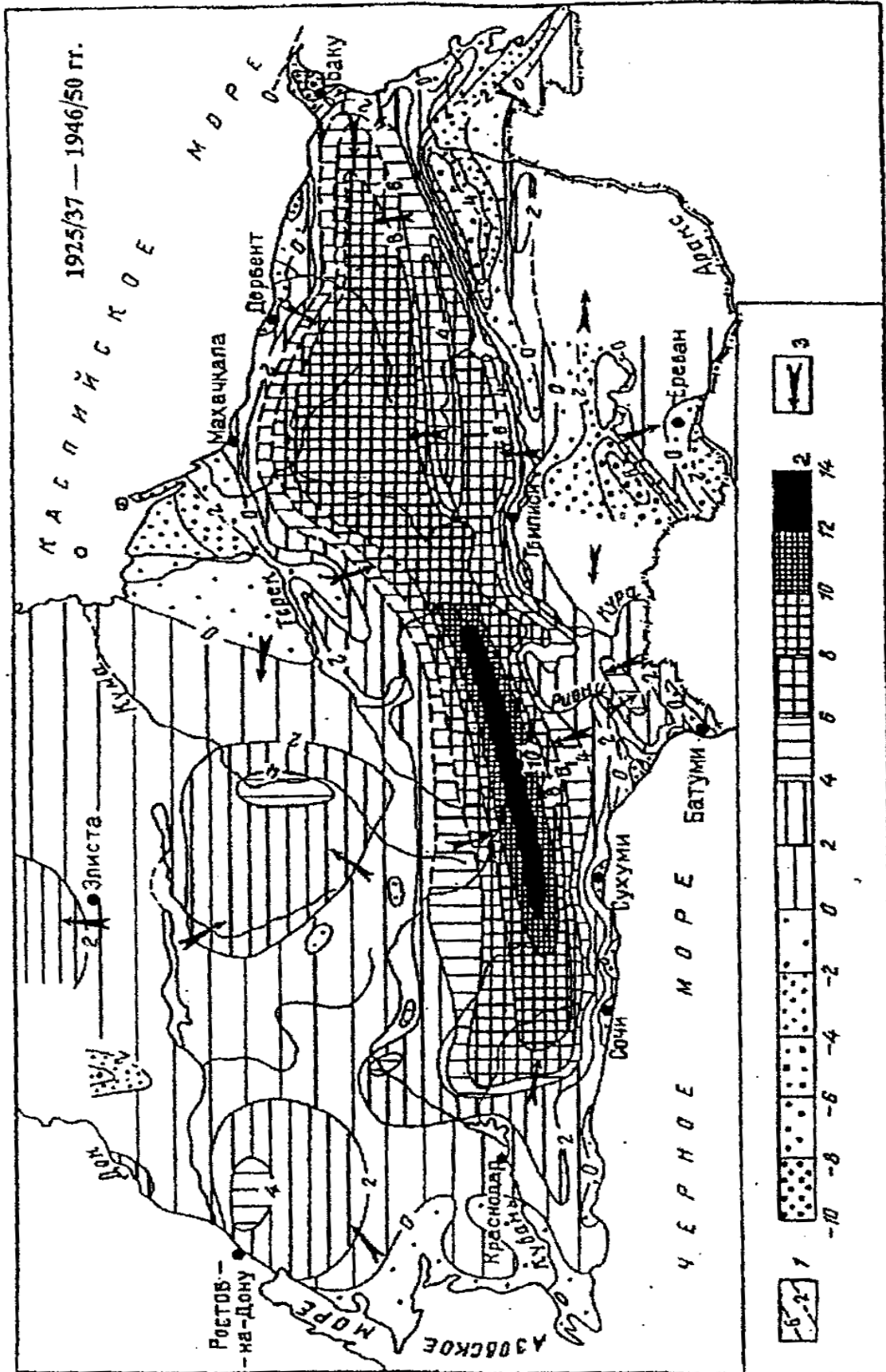


Рис.5. Картографо-геодинамические модели современных движений морфоструктур Кавказа и Закавказья.

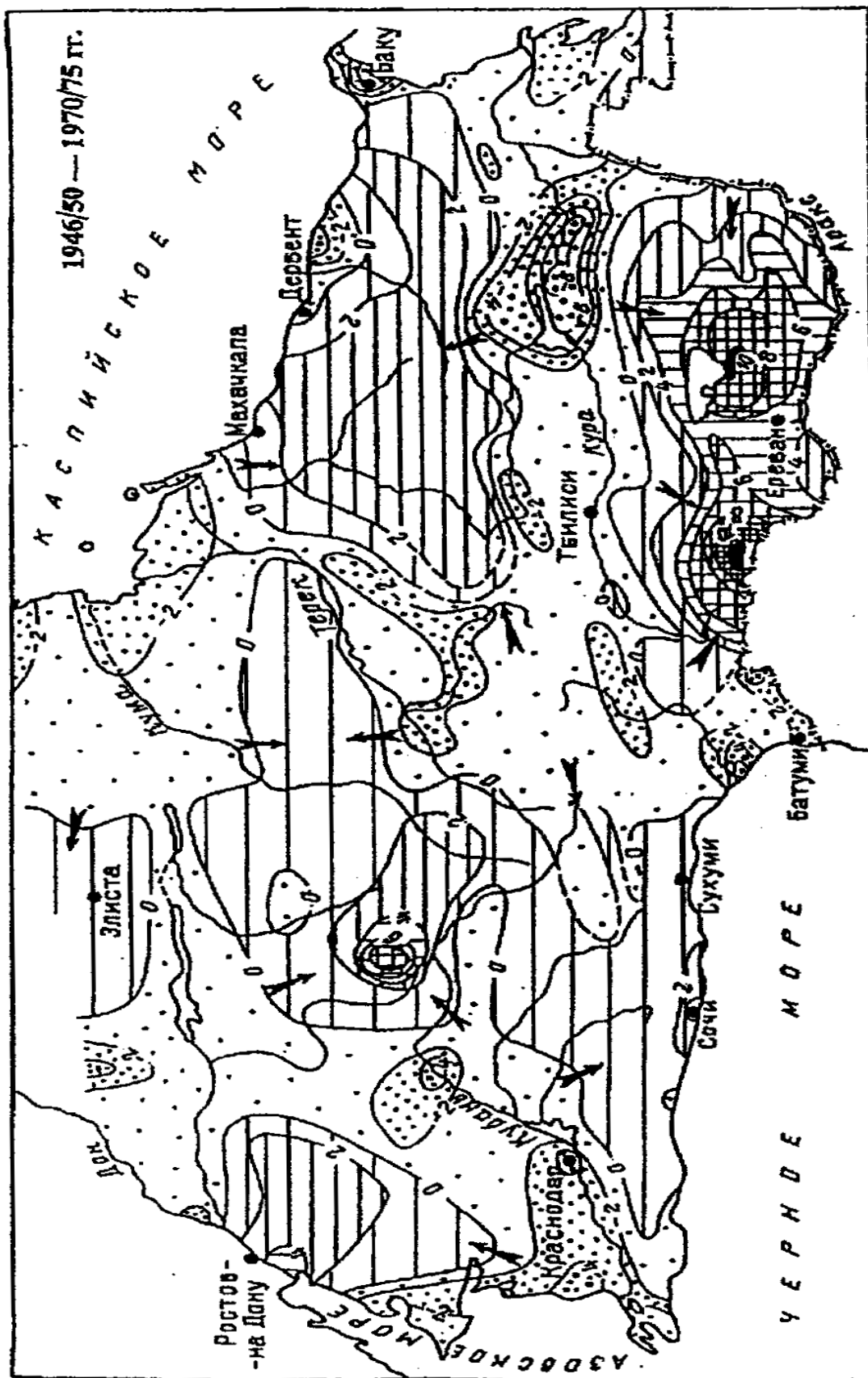


Рис.6. Картографо-геодинамические модели современных движений морфоструктур Кавказа и Закавказья эпохи последней четверти XX в. (по Д.А. Лилиенберг, 2001).

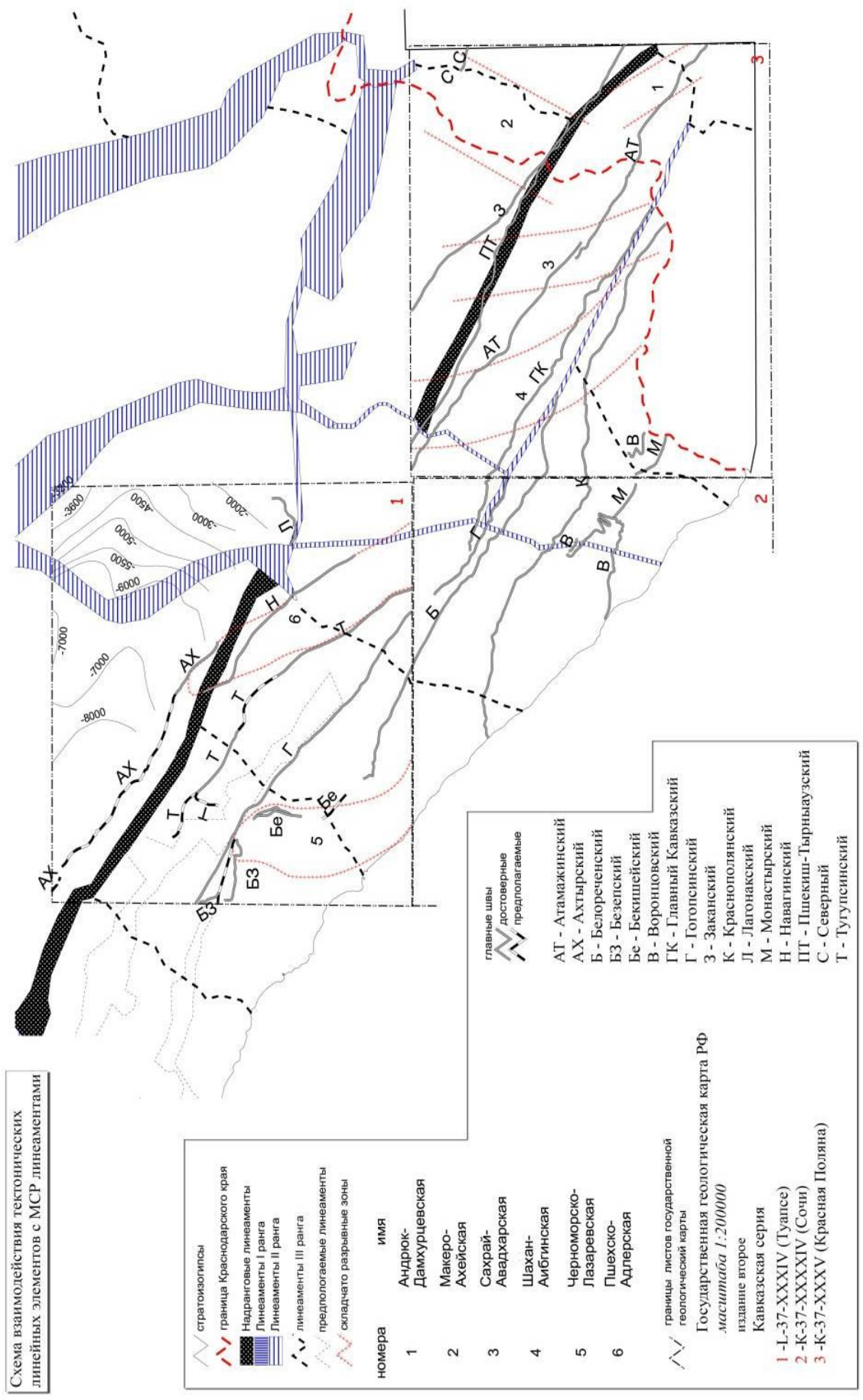


Рис.7. Схема соотношения тектонических элементов с морфоструктурными линейными элементами.

Содержание

Предисловие.....	3
1. Перспективы прогноза сейсмической безопасности на основе структурно подобной геодинамической модели.....	5
2. Метод морфоструктурного районирования как основа для оценки тектонической активности на региональном уровне	15
2.1. Методика морфоструктурного районирования	18
2.2. Метод построения растровой гравитационно-динамической модели рельефа для визуального выделения тектонических элементов	23
2.3. Индикаторы характера тектонических движений и процессов взаимодействия тектонических блоков.....	27
3. Неотектоническое районирование северо-западного кавказа	30
3.1. Северо-западная часть Большого Кавказа	34
3.2. Центральный Кавказ.....	38
3.4. Общие закономерности сеймотектогенеза исследуемой территории.....	42
4. Геодинамическая модель Краснодарского края и Республики Адыгея	49
4.1. Морфоструктурное районирование Краснодарского края и Республики Адыгея.....	54
4.2. Мезомасштабное морфоструктурное районирование Адыгеи...	64
5. Пространственно-временная дифференциация тектонических движений территории Адыгеи за плиоцен-четвертичное время.....	76
6. Автоматизированная система построения и анализа геодинамической модели территории.....	92
Заключение	111
Литература	113
Приложения	117

Подписано в печать 20.07.2011. Формат бумаги 60x84 1/16. Бумага офсетная.
Печать цифровая. Усл. печ. л. 20,93. Заказ 069. Тираж 500 экз.
Отпечатано с готового оригинал-макета на участке оперативной
полиграфии ИП Магарин О.Г. 385011, г. Майкоп, ул. 12 Марта, 146.
Тел. 8-906-438-28-07. E-mail: olemag@rambler.ru



Т.П. Варшанина

Кандидат биологических наук, доцент кафедры географии, заведующая Центром интеллектуальных геоинформационных технологий



О.А. Плисенко

Старший преподаватель кафедры АСОИУ, заведующая сектором интеллектуальных геоинформационных технологий



А.А. Солодухин

Аспирант, специалист Центра интеллектуальных геоинформационных технологий



В.Н. Коробков

Старший преподаватель кафедры АСОИУ, программист Центра интеллектуальных геоинформационных технологий