

УДК 551.4.01

Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров², Г.З. Гильманова³, А.Н. Диденко⁴**НОВЕЙШИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОПОДОБИЯ ГИДРОСЕТИ РЕГИОНА***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ФГБУН Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН**680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65**ФГБОУ ВО Тихоокеанский государственный университет**680035, Хабаровск, ул. Тихоокеанская, 136**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Institute of Tectonics and Geophysics RAS, Kim Yu Chen Str. 65, Khabarovsk, 680000**Pacific National University, 136, Tihookeanskaya Str., Khabarovsk, 680035*

Проведены морфоструктурный анализ рельефа и фрактальный анализ гидросети юга Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Формирование рельефа на неотектоническом этапе происходило в несколько стадий, что отразилось в рисунке гидросети: 1) в доолигоценное время происходило равномерное воздымание Сихотэ-Алиня; 2) в плиоцене синхронно с базальтовым вулканизмом произошла активизация вертикальных неотектонических движений, причем наиболее интенсивными они были восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома; 3) в плейстоцене не происходили вертикальные движения значимой амплитуды, в это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф, характерный для изучаемого региона; 4) в конце плейстоцена–голоцене произошла незначительная активизация вертикальных новейших движений восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, что отразилось в особенностях развития остаточного рельефа. Сопоставлены результаты морфоструктурного и фрактального анализа, в результате выявлено, что максимумы комплексного параметра самоподобия PRNS совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями наименьшего приращения рельефа или наиболее значительной эрозии. В регионах со стадийным характером неотектонического развития при проведении фрактального анализа гидросети необходимо учитывать дополнительные факторы, обусловленные как характеристиками развития гидросети на каждом из этапов развития, так и консервативностью ее рисунка, отражающего особенности развития рельефа на разных стадиях.

Ключевые слова: неотектоника, рельеф, гидросеть, морфоструктурный и фрактальный анализы, самоподобие.

Morphostructural analysis of the relief and fractal analysis of the stream network of the South of the Sikhote-Alin orogenic belt were carried out. The formation of the relief at the neotectonic stage occurred in several stages, which was reflected in the stream network pattern: 1) during pre-Oligocene time there was a general uplift of Sikhote-Alin; 2) in the Pliocene there was an activation of vertical neotectonic movements, most intense to the East of the Central Sikhote-Alin fault and synchronous with basalt volcanism; 3) in the Pleistocene vertical movements of significant amplitude did not occur, at this time the modern erosion-denudation relief of the region was formed; 4) at the end of the Pleistocene and in Holocene there was a slight activation of vertical movements to the East of the Central Sikhote-Alin fault, which was reflected in the peculiarities of residual relief. Comparison of morphological and fractal analysis results showed, that the maximum of complex parameter of self-similarity PRNS coincide with the areas of greatest increments in elevation and the minima is the smallest increment of relief or whith the areas whith most significant erosion. In regions with the stage character of neotectonic development during fractal analysis of stream network it is necessary to consider additional factors due to the peculiarities of development of the stream network at each stage of development, and conservative of its pattern, reflecting features of the development of the relief in different stages.

Key words: neotectonics, relief, stream network, morphological and fractal analysis, self-similarity.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; e-mail: dsim_0@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, доцент; e-mail: zakharov@geol.msu.ru

³ Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ст. науч. с.; e-mail: gigulya@yandex.ru

⁴ Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, гл. науч. с.; Тихоокеанский государственный университет, профессор, член-корр. РАН; e-mail: alexei_didenko@mail.ru

Введение. Связь новейшей тектоники с формированием рельефа хорошо известна и устанавливается различными методами структурной геоморфологии [Николаев, 1988; Трифионов, 2017], причем одним из важных индикаторов направленности неотектонических движений служит рисунок гидросети. К недостаткам многих известных методик относится то, что большинство построенных с их применением структурно-геоморфологических карт и карт новейшей тектоники отражает амплитуду и направленность тектонических движений за весь неотектонический этап, при этом выделить движения, относящиеся к разным этапам формирования неотектонических структур, бывает затруднительно. В то же время неотектонические структуры могут развиваться не только одновременно, но и неравномерно. Амплитуда и направленность новейших движений могут меняться во времени, скорость воздымания на разных участках и в разные интервалы времени может отличаться, что значительно влияет как на рельеф, так и на рисунок гидросети. Структурно-морфометрический метод, разработанный М.Ф. Философовым [Философов, 1975], позволяет не только выявлять развивающиеся тектонические структуры, но и рассматривать их развитие во времени. Стадийность новейших тектонических движений можно определить на основании заложенного в метод предположения о том, что водотоки высших порядков развиваются длительное время и отражают алгебраическую сумму движений за промежуток от их заложения до настоящего времени, тогда как водотоки низших порядков отражают неотектонические движения за меньший промежуток времени и имеют меньший возраст. Таким образом, в результате комплексного анализа монобазисных поверхностей [Философов, 1975] водотоков разных порядков можно проследить стадии развития рельефа, что в свою очередь отражает эволюцию роста выраженных в рельефе новейших структур и, на наш взгляд, позволяет точнее определить соотношение новейших движений и структур с рисунком гидросети. В связи с этим за основу при изучении новейших вертикальных тектонических движений нами был выбран метод структурно-морфометрического анализа, адаптированный для неотектонических исследований [Симонов, Брянцева, 2018].

В многочисленных работах [Федер, 1991; Pelletier, 1999; Turcotte, 1997] показано, что рисунок гидросети обладает выраженным свойством самоподобия (фрактальности) в достаточно широком диапазоне масштаба. Это позволяет рассматривать рисунок гидросети не только как качественный, но и как количественный параметр оценки новейших вертикальных движений, а фрактальный анализ гидросети — как один из методов такой оценки, что может значительно помочь при исследованиях больших территорий с использованием больших объемов данных.

Установлена связь показателей самоподобия (фрактальной размерности и др.) с густотой речной сети [Мельник, Поздняков, 2008; Сидорчук, 2014], выявлена тенденция к общему увеличению фрактальной размерности с высотой рельефа [Сидорчук, 2014], а также определенная корреляция с направлением вертикальных движений [Захаров и др., 2019; Мельник, Поздняков, 2008; Симонов и др., 2019; Donadio et al., 2014]. Несмотря на значительное число работ, посвященных этой теме, до сих пор остается ряд неопределенностей, возникающих при применении этого вида анализа, в том числе и в методическом плане. Представляется, что недостаточно детально изученными до настоящего времени остаются вопросы правильного выбора масштаба и подбора параметров для фрактального анализа, сопоставления результатов фрактального анализа гидросети с результатами неотектонического анализа. Это делает исследования в этом направлении весьма актуальными.

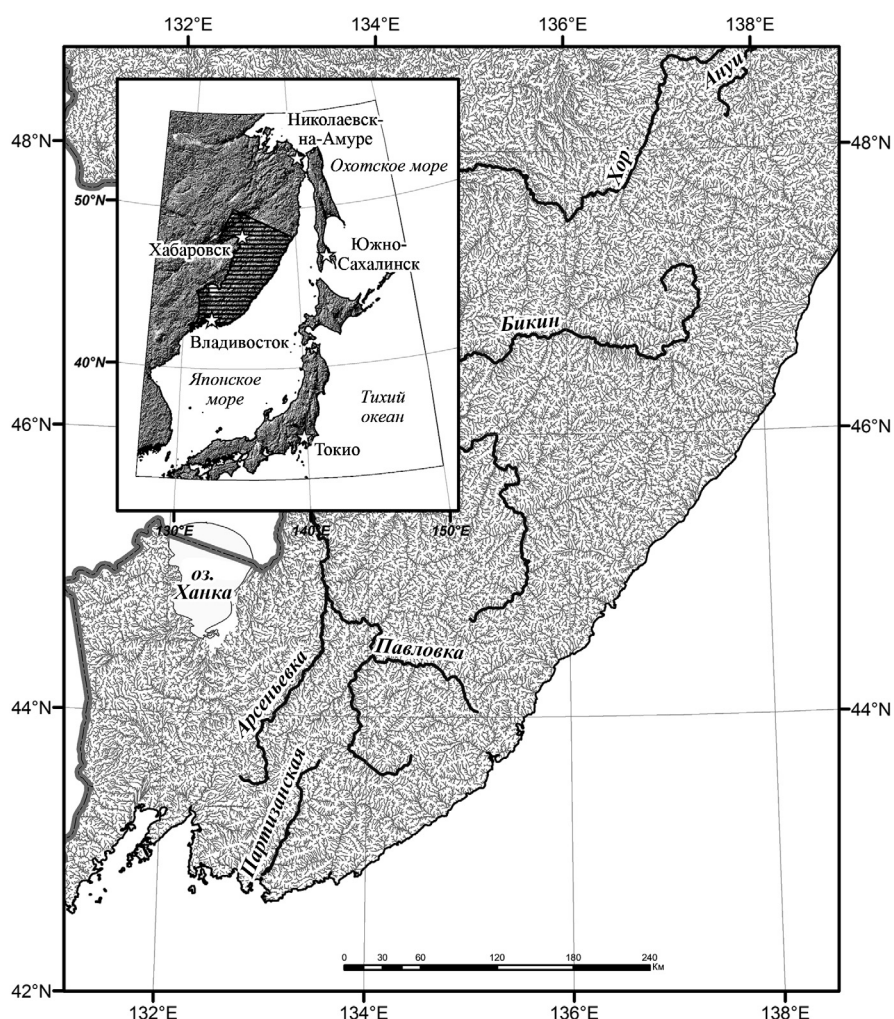
Значительную часть восточной окраины континента Евразия образуют покровно-складчатые системы мелового Сихотэ-Алинского—Северо-Сахалинского орогенного пояса, который рифтовой структурой Татарского пролива миоценового возраста разделен на Сихотэ-Алинскую и Хоккайдо-Сахалинскую ветви, ранее составляющие единое целое [Парфенов, 1984; Геодинамика..., 2006]. Структуры континентальной Сихотэ-Алинской ветви занимают значительную часть территории России от берегов Японского моря на юге до побережья Охотского моря на севере (рис. 1, врезка). На западе континентальная ветвь пояса ограничена раннепалеозойским Бурея-Ханкайским орогенным поясом.

В современном рельефе Сихотэ-Алинский орогенный пояс — крупная горная система (хр. Сихотэ-Алинь) протяженностью более 1000 и шириной до 250 км со средней высотой 800–1000 м (максимальная высота 2090 м, г. Тордоки-Яни) и общим северо-восточным простираем основной горной цепи и отдельных хребтов. Исключение составляют субширотные хр. Оми на севере и горы Пржевальского на юге. В средней части хр. Сихотэ-Алинь разделен поперечной Бикинской депрессионно-глыбовой зоной. Восточный склон хр. Сихотэ-Алинь круто обрывается к морю, а широкий западный склон — пологий, осевая зона Сихотэ-Алиня (Центральный Сихотэ-Алинский разлом) характеризуется линейно вытянутыми или изолированными купольно-сводовыми формами, а также узкими грабено- и горстообразными структурами.

Цель исследования — детальный анализ неотектонического развития Южного Сихотэ-Алиня и сопоставление полученных результатов с характеристиками самоподобия гидросети.

Материалы и методы исследований. *Морфоструктурный анализ* проводился по методике, предложенной В.П. Философовым [Философов,

Рис. 1. Модель гидросети, рассчитанная по ЦМР SRTM для района исследований



1975] и адаптированной для расчета с помощью ЭВМ. В качестве исходных данных как для морфоструктурного, так и для фрактального анализа была использована цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM v.3 с разрешением 90 м. Для наиболее точной синхронизации гидросети и ЦМР сеть водотоков для последующего анализа была построена по ЦМР с использованием алгоритмов, применяемых в большинстве современных геоинформационных систем [Jenson, Domingue, 1988]. В нашем случае была использована ГИС ArcMap. Рассчитанные таким образом водотоки (рис. 1) классифицированы на порядки согласно алгоритму, по которому порядок долины повышается только при слиянии двух водотоков, имеющих порядок на единицу меньше, а пересечение двух водотоков разных порядков не приводит к увеличению порядка [Strahler, 1957; Философов, 1975]. В ходе анализа рассматривались все водотоки, водосборный бассейн которых составляет не менее 1300–1400 тыс. м² (200 элементарных ячеек ЦМР SRTM). Таким водотокам присваивался 1-й порядок. Всего при заданных параметрах выделения водотоков в пределах изучаемой области было выделено 10 порядков. Поскольку наиболее крупный водосборный бассейн в пределах изуча-

емой области — бассейн р. Уссури, при заданных параметрах эта река представляет собой водоток 9-го порядка, а 10-й порядок был присвоен р. Амур без анализа, как водотоку явно более высшего порядка. Для выявления истинного порядка р. Амур при заданных параметрах расчета необходимо построить гидросеть в пределах всего водосборного бассейна Амура, т. е. для территории, в несколько раз превышающей площадь исследуемой области, что не входило в задачу исследований. Указанное допущение никак не влияет на результат, поскольку водоток 10-го порядка — единственный и не включен в дальнейшую обработку и анализ. Наиболее распространены водотоки 1-го порядка, число которых превышает 50%, число водотоков 2-го порядка составляет около 23%, 3-го порядка — <12%, 4-го порядка — около 6%. Водотоков с порядками >5 очень мало (совокупно 9%, причем из них водотоков 5-го порядка около 3%, а 6-го порядка — около 1,5%), и это в основном транзитные водотоки с выработанным профилем равновесия. При дальнейшем анализе мы ограничились 1–6-м порядками.

На основании имеющихся исходных данных для водотоков 6-ти выделенных порядков был рассчитан набор монобазисных поверхностей,

представляющих собой интерполированные поверхности, построенные по тальвегам водотоков каждого порядка и в некоторой степени отражающие остатки древнего рельефа времени заложения водотоков этих порядков, а также разностных поверхностей, отражающих развитие рельефа в период между заложением водотоков разных порядков [Философов, 1975]. Поскольку распределение водотоков, особенно старших порядков, неоднородно, чтобы исключить артефакты, обусловленные особенностями алгоритмов интерполяции, монобазисные поверхности интерполировались линейно со сглаживанием методом ближайшего окружения.

При проведении структурно-геоморфологических исследований, в том числе при морфоструктурном анализе, необходимо учитывать, что существенным фактором формирования рельефа может быть эрозионная устойчивость слагающих его пород. В пределах изучаемого региона вещественный состав горных пород неоднороден. Широко распространены как высокопрочные магматические и метаморфические породы, так и обладающие заметно меньшей прочностью осадочные породы, преимущественно терригенные. Без дополнительных исследований собственно эрозионную прочность горных пород, определяемую Г.В. Бастраковым [Бастраков, 1971] как отношение мощности размывающего потока к скорости размыва, вычислить в рамках проводимого исследования невозможно. Поэтому в качестве коэффициента, характеризующего эрозионную устойчивость, нами использован предложенный В.В. Ржевским [Ржевский, Новик, 1984] показатель трудности разрушения горных пород — обобщенная и более универсальная характеристика, чем достаточно широко применяемый для оценки прочности пород коэффициент крепости на сжатие. Прямая зависимость между эрозионной прочностью и крепостью на сжатие для разных литологических типов пород показана Г.В. Бастраковым в работе [Бастраков, 1971].

Корреляция между прочностью на сжатие и показателем трудности разрушения, а также соответствие этих коэффициентов разным типам горных пород принята нами по опубликованным таблицам [Горная..., 1987]. Для оценки влияния литологической неоднородности на формирование рельефа и последующего комплексного анализа нами на основе государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 [Государственная..., 2011] составлена карта трудности разрушения пород, которую в соответствии с описанной выше корреляцией между трудностью разрушения и эрозионной устойчивостью можно использовать как аналог карты эрозионной устойчивости. Кроме того, с целью выявления влияния литологического состава пород на морфологию рельефа также рассчитывали крутизну склонов.

Определение характеристик самоподобия гидросети. Как уже указано выше, на формирование рисунка гидросети, помимо множества различных факторов, включающих в себя климатические и гидрологические факторы, особенности геологического строения и литологического состава пород и трещиноватость, значительно влияют новейшие и современные вертикальные тектонические движения, что делает ее рисунок одним из наиболее чувствительных маркеров этих процессов.

В работах [Федер, 1991; Pelletier, 1999; Turcotte, 1997] рассмотрены основные соотношения между рядом базовых параметров бассейнов водостока, имеющие степенной характер, которые можно использовать для количественного описания особенностей гидросети на основе применения подходов фрактальной геометрии.

Известно, что рисунок гидросети меняется при разной направленности вертикальных новейших движений. Так, относительно большое число коротких русел с частой сменой порядка может указывать на режим локального воздымания, в то время как удлиненные водотоки одного порядка с относительно редкой сменой порядка могут свидетельствовать о режиме локального опускания [Философов, 1975]. Количественным выражением указанной зависимости может служить степенной показатель α в распределении водотоков по длине:

$$N \sim L^{-\alpha}, \quad (1)$$

где N — число потоков конкретного порядка (или диапазона порядков), L — их длина. Этот параметр позволяет характеризовать соотношение длин русел: чем больше относительная доля коротких русел, тем большие значения принимает параметр α .

Обычно при фрактальном анализе вычисляют фрактальную размерность D , которая служит показателем в степенном законе вида

$$N \sim \delta^{-D}, \quad (2)$$

где δ — масштаб рассмотрения, N — число элементов данного масштаба. При вычислении D нами использован метод покрытия клетками (box dimension) [Федер, 1991; Turcotte, 1997]. Эта характеристика может быть применена для численного анализа густоты водотоков и частоты смены порядков.

Густоту водотоков мы описываем фрактальной размерностью рисунка гидросети, обозначим ее D_r . Повышенные значения фрактальной размерности D_r соответствуют как областям извилистости русел, так и зонам, где происходит частое ветвление гидросети, поэтому с помощью только этого параметра не получается достаточно уверенно различить тектонические режимы поднятий и опусканий.

Для характеристики степени разветвленности гидросети вычислялась фрактальная размерность множества точек, в которых происходит смена порядка русел (order change), обозначим ее D_{oc} .

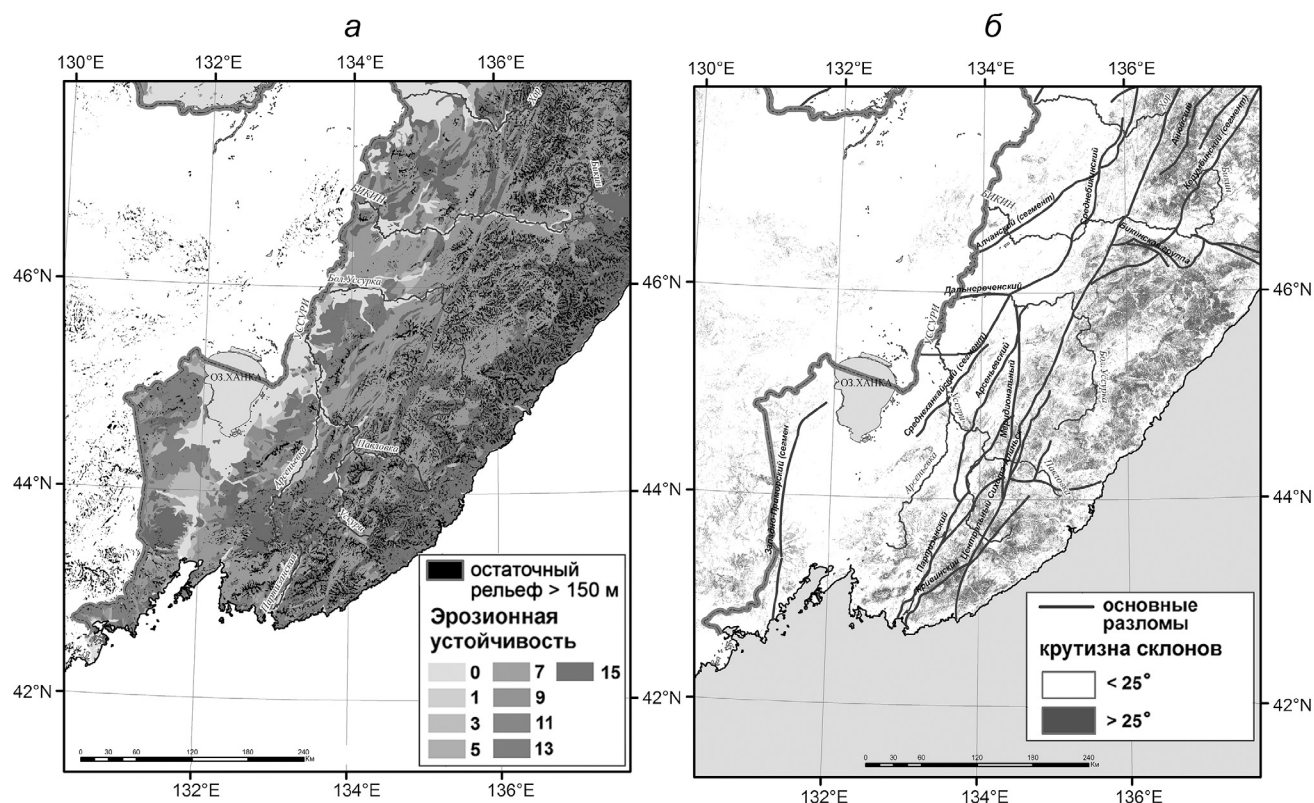


Рис. 2. Сопоставление карты эрозионной устойчивости и остаточного рельефа высотой >150 м (а) и распространение рельефа с крутизной склонов более 25° в пределах изучаемого региона (б)

Повышенные значения этого параметра будут в тех областях, где происходит частое ветвление (смена порядков) русел, что соответствует поднятиям.

Анализ самоподобия гидросети проводился в скользящем окне с помощью модернизированной авторской программы FrAnGeo v.3.3. При анализе всех трех характеристик самоподобия гидросети мы подобрали параметры окон и масштаба с учетом следующих обстоятельств: диапазон масштаба при любом виде анализа самоподобия для надежного определения его параметров должен быть не меньше 1-го порядка, нижняя граница масштабов должна быть такой, чтобы принадлежать области скейлинга (выполнение соотношений (1) и (2)). Верхняя граница масштабов должна быть такой, чтобы окно анализа помещалось в размер региона достаточное число раз для построения детальной картины пространственных вариаций анализируемых характеристик.

В результате тестовых расчетов выбраны следующие параметры окна: размер окна составлял 0,5×0,5° (~40×40 км на данной широте), перекрытие — 0,25° (~20 км), диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении, — от 0,5 до 0,05° (~40–4 км).

Комплексный параметр самоподобия. Обычно в работах, посвященных фрактальному анализу гидросети, описанные выше характеризующие ее параметры используются отдельно. Хотя все они в

той или иной степени отражают вертикальные движения разных направлений, по отдельности они не позволяют проводить сопоставление с неотектоническими движениями и различать обстановки поднятия и опускания. Густая сеть с относительно большими порядками соответствует опусканию, а с относительно короткими — воздыманию. С целью улучшения методики мы предлагаем использовать *комплексный* (комбинированный) параметр самоподобия, объединяющий несколько характеристик рисунка гидросети.

В качестве такого параметра *PRNS* (Parameter of River Network Self-similarity) предлагается следующая комбинация:

$$PSRN = \langle Dr \rangle + \langle D_{oc} \rangle + \langle \alpha \rangle, \quad (3)$$

где в угловых скобках для каждого параметра заключено его превышение над минимальным значением, нормированное на размах вариаций. Нормирование необходимо для приведения вариаций каждого параметра к одинаковому диапазону (от 0 до 1). Такое комбинирование необходимо для того, чтобы корректнее отразить выраженность тектонических движений того или иного знака в результирующих значениях параметра *PRNS*. Предлагаемый параметр новый, мы тестировали возможность и эффективность его применения в его сопоставлении с результатами морфоструктурного анализа. Эта работа продолжает наши исследования по разработке методики, позволяю-

щей выявлять новейшие тектонические движения с применением методик фрактального анализа.

Результаты исследований и их обсуждение.

Морфоструктурный анализ. Для изучаемой территории характерны породы, значительно различающиеся по прочности. В то же время рельеф изучаемой области древний, развивающийся достаточно продолжительное время, что может нивелировать влияние прочности пород, слагающих рельеф. С целью оценки влияния прочности пород на формирование рельефа нами проведено сопоставление остаточного рельефа и карты прочности пород (рис. 2, а). Выявлено, что остаточный рельеф высотой более 150 м оценочно несколько лучше проявлен в областях выхода на дневную поверхность более прочных пород, тем не менее нельзя утверждать, что прочность пород — определяющий фактор, поскольку высокий остаточный рельеф в пределах Центрального Сихотэ-Алиня в областях распространения существенно менее прочных пород также достаточно широко распространен. Вместе с этим важно отметить, что высокий остаточный рельеф распространен в значительно большей степени восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 2, а). Показательно, что склоны с крутизной более 25° отмечены почти исключительно восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского и Партизанского разломов (рис. 2, б), причем их распространение хорошо коррелирует с высоким остаточным рельефом (рис. 2). Можно предположить, что высокий остаточный рельеф, вероятнее всего, обусловлен более интенсивными восходящими движениями восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома на последних этапах развития Сихотэ-Алиня. В связи с этим при дальнейших построениях мы исходили из того, что фактор эрозионной устойчивости пород в изучаемом регионе не является определяющим при формировании рельефа, и им в значительной степени можно пренебречь.

Конфигурация наиболее древнего рельефа Сихотэ-Алиня в пределах Приморского края, который можно проанализировать предлагаемым методом, отражен в монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков 6-го порядка (рис. 3, а). Надежных маркеров возраста этого рельефа нет. Можно отметить, что наибольшие значения высоты этого древнего рельефа отмечены севернее р. Б. Уссурка, в то время как на юге высота рельефа была незначительной. По всей видимости, в это время уже существовали долины рек Бикин, Б. Уссурка и Павловка, пересекающие Сихотэ-Алинь в субширотном направлении.

Более молодой рельеф, отражающийся в монобазисной поверхности 5-го порядка (рис. 3, б), можно предположительно датировать олигоценом — временем формирования песчаников и конгломератов угловинской свиты олигоцена. Фрагменты отложений этого возраста сохранились

в долинах крупных рек. Наиболее значительные площади отложений угловинской свиты в пределах Центрального Сихотэ-Алиня отмечены в среднем течении р. Бикин, в пределах впадины, выявляемой в монобазисной поверхности 5-го порядка. Как видно из анализа разностной поверхности 5- и 6-го порядков (рис. 4, а), до олигоцена происходило относительно равномерное воздымание всего Сихотэ-Алиня, несколько более интенсивное в областях севернее рек Б. Уссурка и Бикин.

Это воздымание на восточном склоне компенсировалось эрозией крупных рек, что выражается в близких к нулю или даже отрицательных значениях разностной поверхности в среднем и нижнем течении рек Б. Уссурка, Арсеньевка и Павловка, а также в верхнем течении современной Уссури. Интересно, что в верхнем течении р. Бикин, в пределах Центрального Сихотэ-Алиня, воздымание хоть и не полностью, но в значительной степени компенсировалось эрозией, в то время как в среднем течении это не наблюдается. По Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому в это время значительные вертикальные смещения, по всей видимости, не происходили. Важно отметить достаточно интенсивную эрозию более древнего рельефа между оз. Ханка и заливом Петра Великого, исходя из этого можно сделать предположение, что в палеогене сток рек западного склона Сихотэ-Алиня был направлен на юг, в залив Петра Великого, а не на север, в Амур, как в настоящее время. На основании анализа монобазисной поверхности 4-го порядка (рис. 3, в) можно предположить, что ко времени формирования современных водотоков 4-го порядка долины наиболее крупных рек региона приобрели современные очертания. Рельеф южного замыкания Сихотэ-Алиня стал более высоким.

Наиболее интересные выводы можно сделать, анализируя разностную поверхность 4- и 5-го порядков (рис. 4, б). На основании анализа этой поверхности можно предположить, что ко времени формирования рельефа, конфигурация которого отражается в монобазисной поверхности 4-го порядка, произошла активизация крупных разломов, в том числе главного структурного шва Сихотэ-Алиня — Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Хорошо видно, что области восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского, Партизанского и Извилистого разломов испытывали достаточно интенсивное воздымание, в то время как западные области положительного приращения рельефа фрагментарны, и большую площадь занимают области с нулевыми значениями. Это может свидетельствовать о том, что здесь вертикальные движения в этот период полностью компенсировались эрозией и осадконакоплением.

В областях восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома нулевые значения разностной поверхности отмечены только вдоль долин

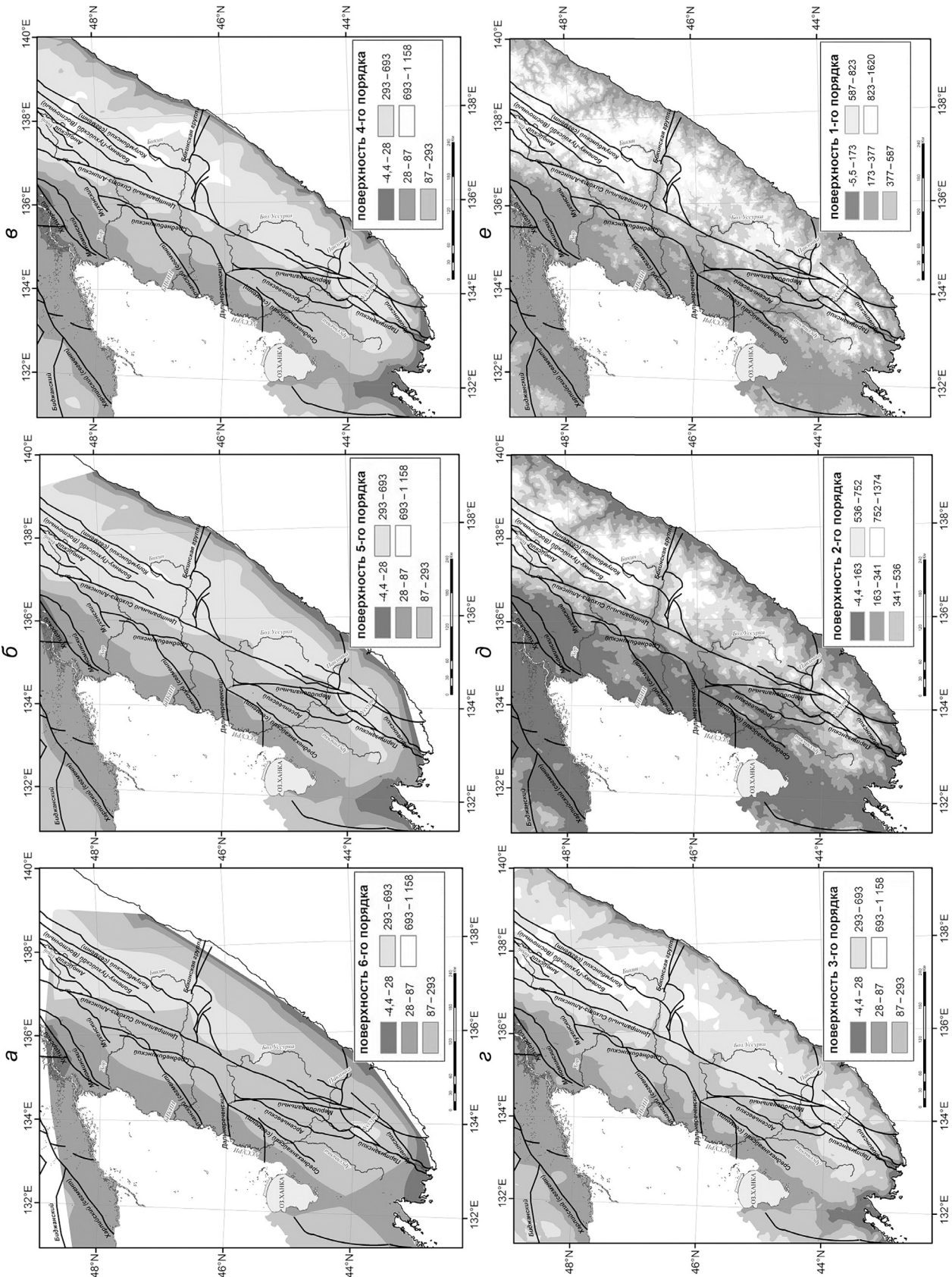


Рис. 3. Монобазисные поверхности, построенные по волокнам разного порядка: **а** — 6-го порядка, **б** — 5-го порядка, **в** — 4-го порядка, **г** — 3-го порядка, **д** — 2-го порядка, **е** — 1-го порядка

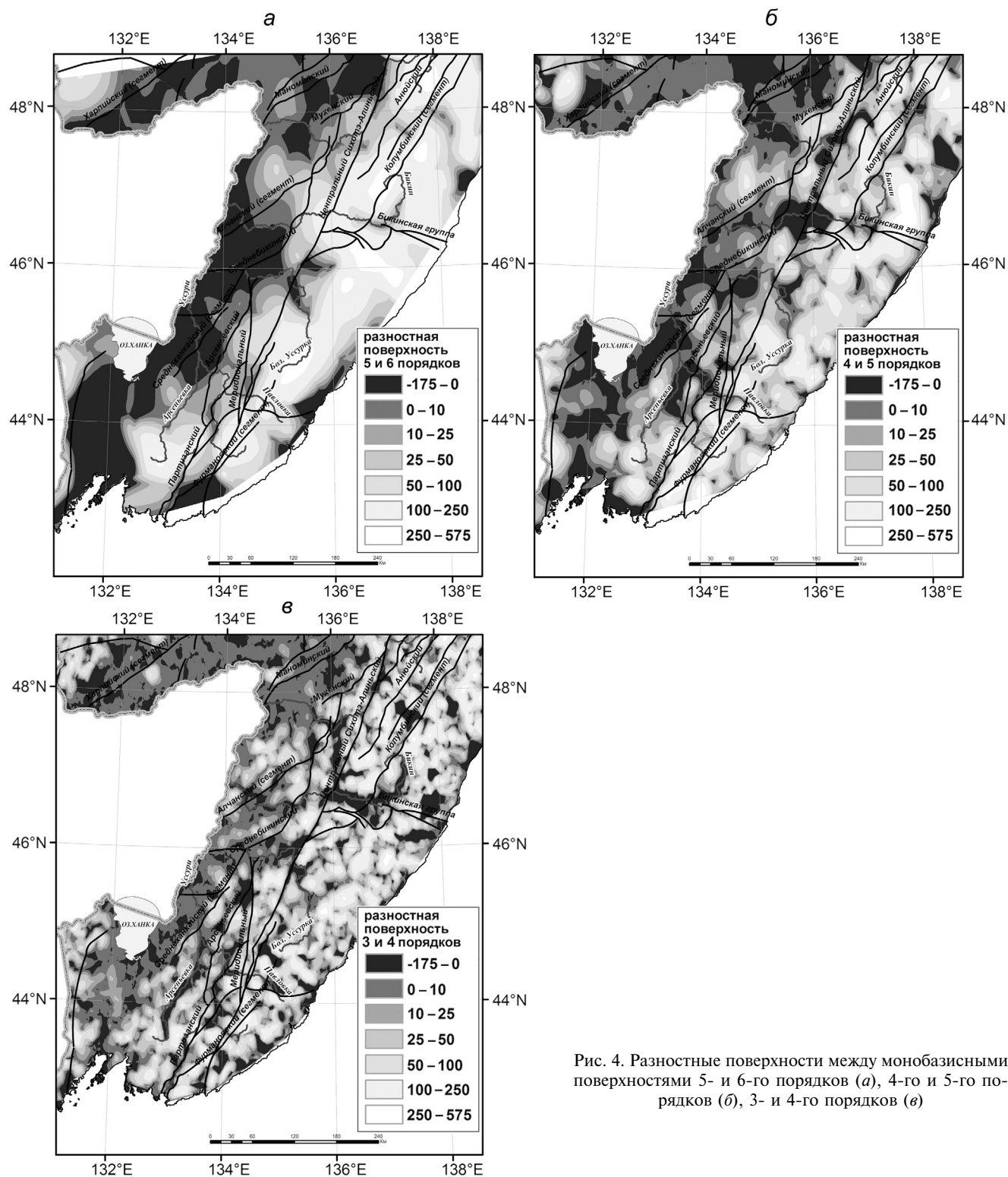


Рис. 4. Разностные поверхности между монобазисными поверхностями 5- и 6-го порядков (а), 4-го и 5-го порядков (б), 3- и 4-го порядков (в)

наиболее крупных рек старше 4-го порядка, это свидетельствует о том, что в целом интенсивность воздымания указанной области в период формирования рек 4-го порядка превосходила интенсивность эрозии, а если и была компенсирована, то только для крупных рек.

Вместе с тем необходимо отметить интенсивную эрозию реками более древнего рельефа вдоль активизированных разломов и пересекающих их,

что может свидетельствовать о формировании своеобразных «уступов», образовавшихся вследствие вертикальных движений по этим разломам. Наиболее ярким примером может служить размывание более древнего рельефа р. Бикин в месте его пересечения с Центрально-Сихотэ-Алинским разломом. В это же время активизировались и разломы, секущие Сихотэ-Алинь в широтном направлении, — Бикинский и Южно-Приморская

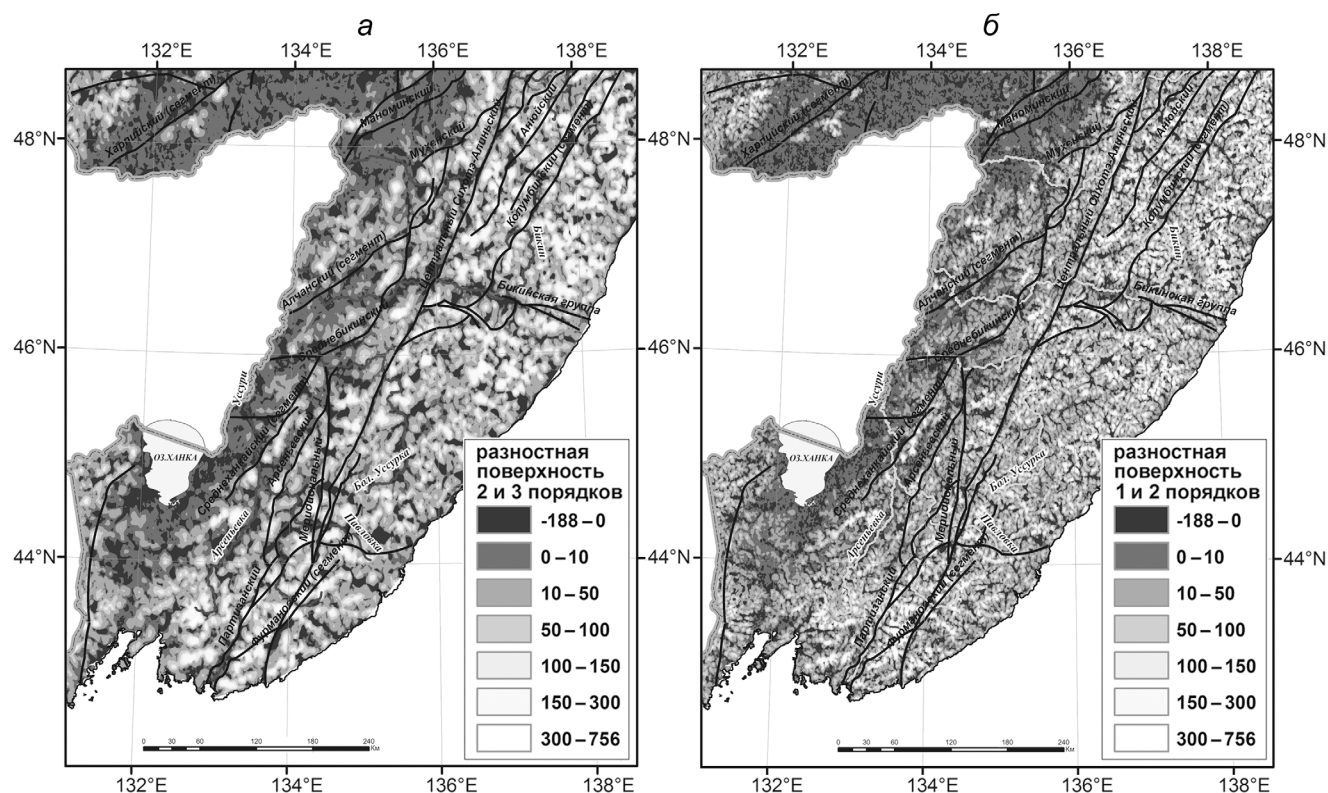


Рис. 5. Разностная поверхность между монобазисными поверхностями 2- и 3-го порядков (а), 1- и 2-го порядков (б)

зона Извилистого разлома. Области, расположенные южнее Южно-Приморской зоны и севернее Бикинского разлома, испытывали более интенсивное воздымание, чем сегмент, заключенный между этими разломами, причем наибольшее по амплитуде поднятие испытывал блок, расположенный на юго-востоке от Извилистого разлома и Приморской зоны.

Кроме того, отметим, что значительное воздымание в это время испытала вся область южнее 44° с.ш. Интенсивной эрозии области между оз. Ханка и заливом Петра Великого, отмеченной нами на предыдущей стадии развития рельефа, на данном этапе уже не было. Можно предположить, что именно в это время сток рек с западного склона Сихотэ-Алиня перенаправился в Амур. Вероятнее всего, описываемая нами активизация новейших движений была синхронна с плиоценовым базальтовым вулканизмом, а наиболее значительное приращение рельефа в верховьях р. Бикин, отмечаемое на разностной поверхности, обусловлено излияниями базальтов и образованием наиболее крупного Зевинского базальтового плато.

Монобазисные поверхности 3-, 2- и 1-го порядков (рис. 3, г, д, е) отражают эволюцию рельефа в плейстоцене. Наиболее полезную информацию об эволюции рельефа на рассматриваемом этапе можно получить на основании анализа соответствующих разностных поверхностей.

Так, анализ разностной поверхности 3- и 4-го порядков (рис. 4, в) показывает, что в начале плейстоцена произошла стабилизация вертикальных

тектонических движений. Приращение высоты рельефа на всей площади изучаемой территории приблизительно одинаковое, с небольшим преобладанием на севере. При этом видно, что приращение рельефа происходит в совокупности с эрозией более древнего рельефа (о чем свидетельствуют отрицательные значения разностной поверхности), причем эрозия более интенсивна там, где на предыдущем этапе развития рельефа происходило наиболее интенсивное воздымание. Обращает на себя внимание то, что признаки вертикальных движений по крупным разломам не отмечены. Области эрозии более древнего рельефа в долинах крупных рек перемещаются вверх по течению относительно тех областей эрозии, которые отмечены на предыдущем этапе, т.е. происходит попятная эрозия, вырабатываются новые профили этих рек, что свидетельствует о стабильности региона и формировании рельефа в основном в результате эрозии. Активно размывается западный склон Зевинского базальтового плато. Менее интенсивная эрозия и меньшее приращение рельефа характерны для сегмента между Бикинским разломом и Южно-Приморской зоной Извилистого разлома, что можно объяснить тем, что амплитуда новейших воздыманий на предыдущем этапе в нем была меньше.

Анализ разностной поверхности 2- и 3-го порядков (рис. 5, а) показывает, что на этом этапе ситуация не менялась. Следов интенсивных вертикальных движений нет, продолжается постепенная эрозия ранее сформировавшегося рельефа.

Разностная поверхность 1- и 2-го порядков (рис. 5, б) свидетельствует о том, что в конце плейстоцена ситуация принципиально не изменилась. Следов выраженных вертикальных движений выявить не удалось.

В голоцене, по всей вероятности, вновь произошла незначительная активизация Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, это выражается в том, что высокий остаточный рельеф и большая крутизна склонов современного рельефа проявлены почти исключительно восточнее него (рис. 2). Однако можно предположить, что эта активизация крайне незначительна, поскольку в формировании высокого остаточного рельефа существенную роль играет и тот фактор, что эрозии подвергается рельеф, изначально более высокий, чем тот, который развит западнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

Итак, с помощью структурно-морфометрического метода удалось проследить развитие рельефа Сихотэ-Алиня начиная с олигоцена. Можно выделить три стадии развития рельефа, отражающие неотектоническую активность: доолигоценная стадия развития Сихотэ-Алиня, стадия олигоцен-плиоценовой активизации, характеризующаяся достаточно интенсивными вертикальными движениями и хорошо выраженной активизацией Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, и плейстоценовая стадия, на протяжении которой значительные вертикальные движения уже не происходили и оформился современный эрозионно-денудационный характер рельефа.

Сопоставление результатов морфоструктурного анализа с результатами фрактального анализа гидросети. Рисунок гидросети формировался на протяжении всего неотектонического этапа развития. В связи с этим наиболее обоснованным представляется сопоставление предлагаемого нами параметра фрактальной размерности $PRNS$ с разностной поверхностью 1–6-го порядков, отражающей суммарное изменение рельефа с олигоцена до конца плейстоцена, произошедшее как вследствие вертикальных неотектонических движений, так и в результате процессов эрозии и денудации. Эта разностная поверхность отражает суммарный тренд вертикальных движений за неотектонический этап, без разделения на стадии.

Сопоставление разностных поверхностей 1- и 6-го порядков с пространственным распределением комплексного параметра $PRNS$ гидросети (рис. 6, а) показывает, что в целом максимумы параметра $PRNS$ совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями с наименьшим приращением рельефа или с областями наиболее значительной эрозии. Однако такое совпадение проявлено не повсеместно, отмечены области, для которых характерна обратная корреляция. На наш взгляд, это как раз и объясняется описанной ранее стадийностью

развития рельефа, а также тем, что на разных стадиях для одной и той же территории могла быть характерна инверсия вертикальных движений. Более молодая гидросеть формировала рисунок, свойственный более молодым движениям, но при этом более древняя и более развитая гидросеть оставалась консервативной и отражала направленность движений, происходивших на предшествующей стадии развития рельефа, что и показывают результаты фрактального анализа.

Как отмечено ранее, наибольшее число (>90%) водотоков — это водотоки 1–4-го порядков, наибольший вклад при расчете фрактальных характеристик гидросети будут вносить именно они. Исходя из этого следует предположить, что фрактальные характеристики гидросети в наибольшей степени будут отражать суммарное развитие рельефа за период от заложения водотоков 4-го порядка до заложения водотоков 1-го порядка. Для изучаемого региона это период с конца плиоцена до конца плейстоцена. В результате структурно-морфометрического анализа для этого интервала времени были в большей степени характерны эрозионно-денудационные процессы, отражающиеся в суммарной разностной поверхности 1–4-го порядков.

Сопоставление результатов фрактального анализа с этой разностной поверхностью, действительно, демонстрирует (рис. 6, б), что ряд минимумов, накладываются на области со значительным приращением рельефа за весь неотектонический этап, можно объяснить наиболее интенсивной эрозией рельефа, сформировавшегося на предыдущих этапах в ходе заключительной плейстоценовой стадии, причем ряд максимумов объясняется не собственно неотектоническим воздыманием, а расчленением рельефа на изолированные хребты в ходе интенсивной эрозии. Сопоставление результатов фрактального анализа с разностными поверхностями, отражающими развитие рельефа на предшествующих стадиях развития (рис. 6, в, г), также демонстрирует совпадение отдельных минимумов и максимумов параметра $PRNS$, что не могло быть объяснено при предыдущем анализе.

Заключение. Проведен морфоструктурный анализ рельефа и комплексный анализ самоподобия гидросети Сихотэ-Алиня в пределах Приморского края, построены серии монобазисных и разностных поверхностей, что позволило проследить историю неотектонического развития изучаемого региона начиная с олигоцена.

Выявлено, что на неотектоническом этапе рельеф формировался в несколько стадий, что отразилось в особенностях рисунка гидросети. До олигоцена происходило приблизительно равномерное воздымание Сихотэ-Алиня. Синхронно с плиоценовым базальтовым вулканизмом, по всей

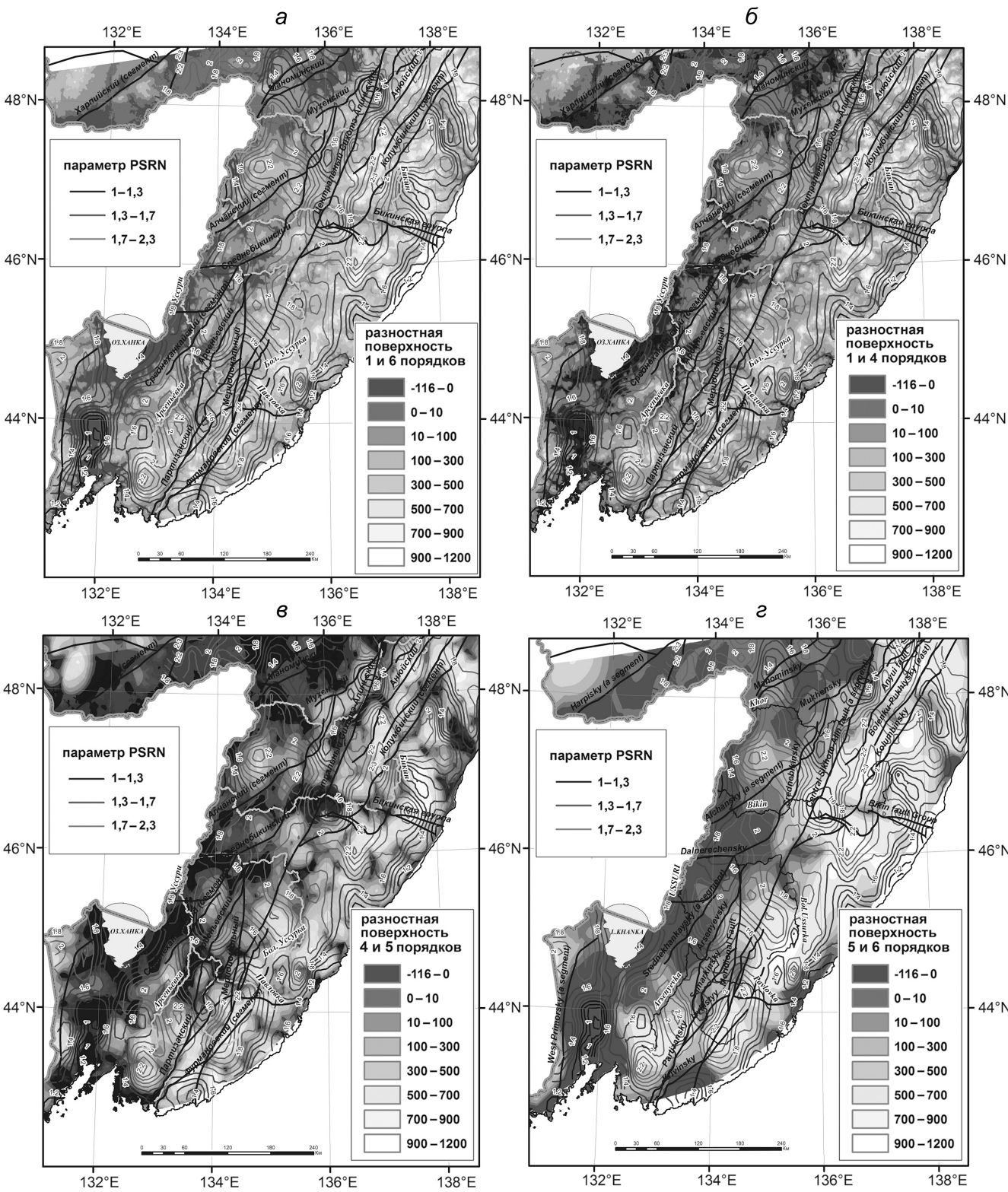


Рис. 6. Сопоставление комплексного параметра самоподобия *PRNS* с разностной поверхностью между монобазисными поверхностями 1- и 6-го порядков (*а*), 1- и 4-го порядков (*б*), 4- и 5-го порядков (*в*), 5- и 6-го порядков (*з*)

видимости, произошла активизация и вертикальных неотектонических движений, причем наиболее интенсивными они были восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. На протяжении плейстоцена вертикальные движения значимой амплитуды, по всей видимости, уже не происхо-

дили, в это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф, характерный для изучаемого региона. В конце плейстоцена–голоцене, вероятно, произошла незначительная активизация вертикальных новейших движений восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома,

что отразилось в особенностях развития остаточного рельефа.

Сопоставлены результаты морфоструктурного и фрактального анализов. В целом результаты показали удовлетворительную корреляцию: максимумы комплексного параметра самоподобия *PRNS* совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями с наименьшими приращением рельефа, или с областями наиболее значительной эрозии.

В регионах со стадийным характером неотектонического развития при проведении фрак-

тального анализа гидросети необходимо учитывать дополнительные факторы, обусловленные как характеристиками гидросети на каждом этапе развития, так и консервативностью ее рисунка.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00015). Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бастраков Г.В. Эрозионная прочность горных пород // Геоморфология. 1977. № 2. С. 52–55.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаб 1:1 000 000, Дальневосточная серия (третье поколение) листы L-52 (Пограничный), L 53 (оз. Ханка), K-52 (Владивосток), 53 (Находка), СПб.: Изд-во картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2011.

Захаров В.С., Симонов Д.А., Брянцева Г.В., Косевич Н.И. Характеристики самоподобия системы водотоков Керченского полуострова и их сопоставление с результатами структурно-геоморфологического анализа // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 1. С. 50–60. URL: <https://doi.org/10.21455/GPB2019.1-5>.

Горная энциклопедия. Т. 3. Кенган-Орт. М.: Сов. энциклопедия, 1987. 592 с.

Мельник М.А., Поздняков А.В. Фракталы в эрозионном расчленении поверхности и автоколебания в динамике геоморфосистем // Геоморфология. 2008. Т. 3. С. 86–95. URL: <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-3-86-95>.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоя северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород: Учебник для вузов. М.: Недра, 1984. 359 с.

Сидорчук А.Ю. Фрактальная геометрия речных сетей // Геоморфология. 2014. № 1. С. 3–14. URL: <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-1-3-14>.

Симонов Д.А., Брянцева Г.В. Морфоструктурный анализ при неотектонических реконструкциях Керчен-

ского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 3. С. 12–25.

Симонов Д.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ вертикальных новейших движений Керченского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 5. С. 19–29.

Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017. 180 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 614).

Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.

Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1975. 232 с.

Donadio C., Magdaleno F., Mazzarella A., Kondolf G.M. Fractal dimension of the hydrographic pattern of three large rivers in the Mediterranean morphoclimatic system: geomorphologic interpretation of Russian (USA), Ebro (Spain) and Volturno (Italy) Fluvial Geometry // Pure Appl. Geophys. 2014. Vol. 172. P. 1975–1984. URL: <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0910-z>.

Jenson S.K., Domingue J.O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. 1988. Vol. 54, N 11. P. 1593–1600.

Pelletier J.D. Self-organization and scaling relationships of evolving river networks // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. B4. P. 7359–7375.

Strahler A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology // Transactions of the Amer. Geophys. Union. 1957. Vol. 38, N 6. P. 913–920.

Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

Поступила в редакцию 27.12.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020