

УДК 551.432(4/5)

© 2003 г. Д.В. ЛОПАТИН

МОРФОТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ

В последние 20 лет вопросам морфотектоники крупных регионов мира уделяется все возрастающее внимание. Трудami многих поколений исследователей создана методологическая и методическая база тектонического анализа рельефа, которая основывается на известных разработках в области новейшей тектоники и структурной геоморфологии В.А. Обручева, С.С. Шульца, Н.И. Николаева, В.П. Философова, М.В. Пиотровского, Ю.Г. Симонова, Г.И. Худякова, В.В. Соловьева, М.А. Фаворской, И.Н. Томсона, И.К. Волчанской и их многочисленных последователей. В последние два десятилетия эту тему наиболее последовательно развивает Г.Ф. Уфимцев [1–3]. Его усилиями морфологический подход в изучении тектонического рельефа планеты приобретает автономное направление в ряду хорошо известных геолого-структурных методов исследования новейших тектонических движений. В то же время, для объяснения закономерностей размещения структурно-геоморфологических аномалий еще недостаточно полно используется ресурс комплексирования методов морфологического анализа тектонического рельефа с дистанционными и геофизическими исследованиями, что, несомненно, должно способствовать выявлению отображения разных свойств одних и тех же неоднородностей земной коры, образовавшихся на геоморфологическом этапе тектонической истории развития хрупкой оболочки литосферы Земли. Предлагаемая работа во многом затрагивает сущность этой проблематики.

В последней фундаментальной работе на эту тему Н.И. Николаев рассматривает связь между молодыми движениями, новейшей тектоникой и геоморфологическим этапом развития Земли и определяет нижнюю границу новейшего тектонического развития земной коры, которая обуславливается нижеследующими причинами [4]. “Новейший тектонический этап надо рассматривать как отрезок времени в геологическом развитии Земли, соответствующий позднему кайнозою, когда началась планетарная (глобальная) активизация тектонических процессов, происходивших в условиях качественной смены глобальной геодинамической обстановки в позднем эоцене – начале олигоцена. Активизация выразилась в усложнении структурного плана литосферы, в новообразовании крупных орогенных поясов, проявлении глобальных движений, охватывающих подвижные и платформенные области” [4, с. 50]. Активизация этого времени отобразилась также в становлении высочайших горных сооружений, изменении строения земной коры и верхней мантии, геофизических полей и полей тектонических напряжений, формировании современных контуров континентов и океанов, развитии основной части мировой системы срединно-океанических хребтов, образовании окраинных морей, глобальных океанических впадин и желобов, возрастании общей амплитуды рельефа Земли, перестройке формы геоида. Отчетливо проявились унаследованность и наложенность движений [5]. Все эти тектонические процессы и явления адекватно отобразились в современном рельефе, его геоморфологической структуре и в структуре аномальных геофизических полей. В явной и в скрытой форме они нашли отображение и в аномальном оптическом

ком поле на космических изображениях местности. В современной литературе их принято называть морфотектоническими [1–3]. Опираясь на фундаментальные разработки Н.А. Флоренсова о геоморфологических формациях как внешнем выражении особенностей и свойств литодинамического потока вещества литосферы [5] и идею о выражении эндогенной составляющей через энергию экзодинамических процессов, была разработана методика морфотектонического картографирования и районирования, которая успешно апробирована на регионе северо-запада Евразии. Данные методические разработки неоднократно докладывались и обсуждались на научных форумах разного уровня, всегда находили горячее одобрение научной общественности, поэтому в подробном разъяснении вряд ли нуждаются [6–8].

Не умаляя достижений в этой области предшественников Г.Ф. Уфимцева и не вступая с ними в дискуссию, в настоящей работе рассматриваются преимущественно результаты наших исследований в этой области, проведенных на новом технологическом уровне с учетом анализа данных морфотектонических структур и аномалий геофизических полей. В основу предлагаемой морфотектонической карты (рис. 1) и схемы районирования (рис. 2) восточного сектора Северной Евразии была положена карта энергии рельефа России, составленная нами в м-бе 1 : 4000000. При обобщении и интерпретации полученных результатов использовались авторские карты неоднородностей литосферы территории Северной Евразии по данным корреляции дистанционных и геофизических материалов м-бов от 1 : 5000000 до 1 : 15000000, выполненных раньше [9, 10], а также и известные геолого-геоморфологические материалы. При составлении базовой карты морфотектоники м-ба 1 : 4000000 значения энергии рельефа определялись методом построения разностной поверхности, полученной путем вычитания базисной поверхности (построенной по самым низким значениям рельефа в окне осреднения) из вершинной (построенной по наивысшим абсолютным значениям высот рельефа) с шагом дискретности 20 × 20 км. Такая процедура позволяет выявить аномальную характеристику рельефа, адекватно отражающую неотектонический потенциал региона (по Б.Н. Можаяеву [11]). В местах интенсивного горообразования значения разностной поверхности приобретают максимальные показатели энергии рельефа. В местах, где новейшие движения слабо проявлены и наблюдается исходная поверхность выравнивания, повторяющая рельеф физической поверхности геоида (по М.С. Молоденскому [12]), локализуются нулевые значения энергии рельефа. Там же, где исходная поверхность выравнивания опускается и составляет коренное ложе областей аккумуляции, наблюдаются отрицательные значения энергии рельефа, обратно пропорциональные скоростям погружения. Такими областями являются великие аккумулятивные равнины, синеклизы, межгорные впадины, шельфовые области, бассейны конседиментационного осадконакопления и др.

При обобщении материалов исходной морфотектонической карты м-ба 1 : 4000000 и составлении схем морфотектонической ситуации (рис. 1) и районирования (рис. 2) в м-бе 1 : 15000000 контуры таксонов в процессе генерализации подвергались логическому осмыслению и обобщению. В этой работе использовалась объективная информация космических снимков и главные их свойства – обзорность и естественная генерализация. Контуры площадей таксонов, выделенных по энергетическим показателям, сопоставлялись с тектурными полями дистанционных изображений местности, а их границы корректировались по линиям разграничения фототонов.

Уже самый беглый обзор полученных материалов показал следующую иерархичность геоморфологической структуры (рис. 2). Выделяются три крупные новейшие геоструктурные области: 1) с преобладающим нисходящим тектоническим режимом (шельфовые субаквальные и генетически связанные с ними платформенные аккумулятивные равнины), 2) с малоамплитудными и брахиформными структурами платформенного типа и 3) области новейшего горообразования. Среди последних наблюдается пять классов, отображающих (через структурные формы рельефа) тектоническую структуру современных геологических или геоморфологических

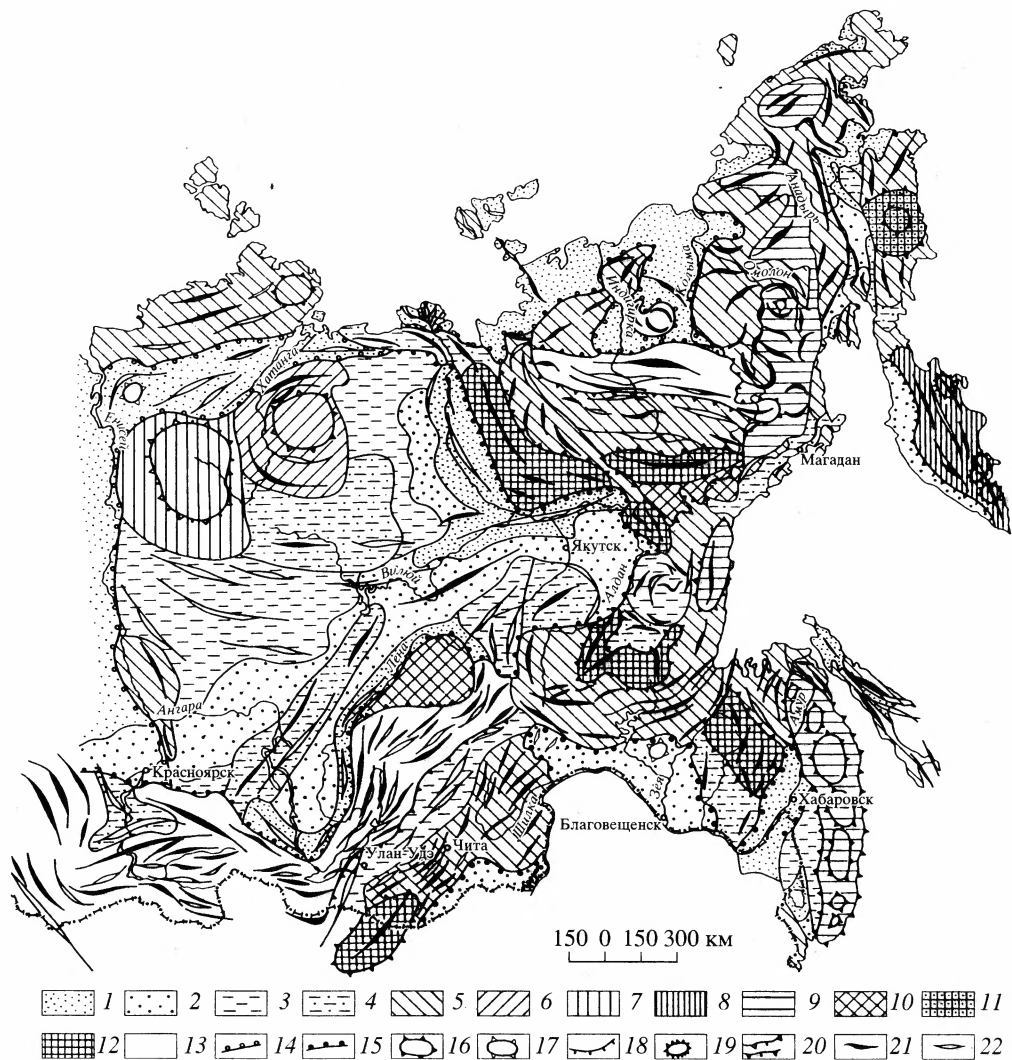


Рис. 1. Схема морфотектонического строения северо-восточного сектора Евразии

Геоморфологические формации. Аккумулятивные платформенные равнины с отрицательными и слабоположительными значениями энергии рельефа (ЭР): 1 – приуроченные к областям с нисходящим новейшим тектоническим развитием (ЭР < 0–100), 2 – слабо расчлененные (ЭР 100–200); плоскогорья и плато с преобладанием потенциальной ЭР (площади водораздельных равнин превышают площади эрозионных форм рельефа): 3 – ЭР 200–300, 4 – ЭР 300–500; территории слабого горообразования: 5 – с резко дифференцированным по знаку новейших движений рельефом (ЭР 500–600); эпиплатформенного горообразования: 6 – сводовые поднятия, осложненные прогибами с преобладанием потенциальной ЭР 500–1000, 7 – сводовые поднятия на вулканических плато с равновесными значениями потенциальной и кинетической ЭР 1000–1500; резко дифференцированный вулканический рельеф с преобладанием кинетической ЭР: 8 – активизационные области с резко дифференцированным рельефом, наложенным на островодужную реликтовую геоморфологическую формацию (ЭР > 1500); 9 – барьерные сводово-блоковые поднятия с реликтовым кальдерно-купольным рельефом позднемиоценовых-палеогеновых островных дуг (ЭР 1000–1500); склоны региональных сложных сводово-блоковых поднятий: 10 – наклонные сильно расчлененные высокоподнятые плоскогорья и плато (ЭР 1000–1500), 11 – своды-купола (ЭР 1500–2000), 12 – валообразные поднятия (ЭР 1500–2000), 13 – зонально организованные резко дифференцированные поднятия и опускания (с амплитудой 3000–3500 м) со структурными слабо расчлененными поверхностями вулканических плато (ЭР 1500–2000). Границы: 14 – геоструктурных областей с нисходящим и восходящим рельефом, 15 – областей с субплатформенным и горообразовательным (орогенным) тектоническим режимом, 16 – сводовых и сводово-блоковых поднятий в пределах орогенного рельефа, 17 – сводовых поднятий в пределах субплатформенных регионов, 18 – предполагаемых глубинно-геологических сводов, 19 – крупных вулканических построек, 20 – вдвоенных поднятий. Оси новейших: 21 – поднятий, 22 – прогибов и пассивных прогибов

ориентированных поднятий и опусканий: Забайкалье, Енисейский кряж, Таймыр, Алданский щит и др. Третью группу образуют среднегорные геоморфологические ландшафты, где все разнообразие резко дифференцированных геоморфологических структур связано с крупными сводовыми поднятиями типа Саяно-Байкальского или Северо-Байкальского. Особенно отчетливо они видны на обзорных космических снимках системы “Метеор”. Четвертую группу составляют наложенные на выше упомянутые своды линейно ориентированные и резко дифференцированные по знаку движений среднегорные зоны, расположенные конформно швам Сибирской платформы и Колымского жесткого блока фундамента. К ним относятся Байкальская и Момо-Селенняхская системы впадин и хребтов, относимые большинством геологов к континентальным рифтовым зонам. К пятой группе относятся среднегорные и низкогорные ландшафты пассивных прогибов [13] и наклонных ступеней, расположенных между линейно ориентированными поднятиями или на их склонах: это депрессионное пространство между среднегорными хребтами Верхоянским и Черского, а также все остальные структуры областей новейшего орогенеза.

Геолого-тектоническая интерпретация карты и схемы позволила сделать следующие геодинамические построения. Генеральные черты морфологии поверхности тектонического рельефа, выразившиеся также и в текстах изображений местности на космических снимках, отображают взаимосвязь геоморфологических ландшафтов современных геологических формаций с новейшей геодинамикой. Опираясь на методологию дистанционного анализа, высокую степень корреляции образов с аномальными геофизическими полями и рельефом (как было показано раньше [14]), удалось выделить ряд крупнейших литосферных неоднородностей или мегаблоков, развитие которых определяется всей предшествующей геологической историей, а в отдельных случаях она прослеживается даже с раннего докембрия. Они следующие: Саяно-Байкальский – Северо-Байкальский, Монголо-Забайкальский, Алдано-Верхоянский, Яно-Колымский, Колымо-Чукотский, Сихотэ-Алиньский и Китайский субплатформенный (последний на схемах отсутствует).

Саяно-Байкальский мегасвод представляет собой сдвоенное сводово-горстовое поднятие, состоящее из Северо-Байкальского и Саяно-Байкальского сводов, разделенных Ангара-Селенгинской поперечной седловиной. Традиционно оба свода объединяет транзональная общая для обоих, так называемая Байкальская рифтовая зона, бесспорность “рифтовой” природы которой не очевидна [15]. Возраст всей этой структурной общности хорошо аргументирован геологически и принимается как поздний олигоцен-голоцен [16]. Структура формационного ряда отложений позволяет выделить три автономных геологических фазы развития: олигоцен-раннеплиоценовую – тафрогенную (с преобладанием прогибов впадин над поднятием горных обрамлений), позднеплиоцен-раннечетвертичную – орогенную (горообразовательную) и позднеплейстоцен-голоценовую (байкальскую), к которой была приурочена байкальская трансгрессия, а после спуска “великого озера”, в конце концов, сформировалось современное глубоководное озеро Байкал. Активизационные импульсы разделены фазами тектонического покоя, в которые были сформированы поверхности выравнивания. Локализация зоны впадин и хребтов байкальского типа преимущественно вдоль шва Сибирской платформы, отсутствие основных вулканитов в наиболее развитой, Байкальской впадине, в прогибах всей северо-восточной ветви впадин и хребтов, наличие неравновесных масс по обе стороны шва позволяли предположить здесь более сложный механизм новейшей геодинамики [16], нежели предполагает рифтовая гипотеза в современной трактовке.

Анализ формационного ряда коррелятных отложений позволяет выделить здесь внутри орогенного этапа развития три автономных подэтапа развития геоморфологической структуры: раннеорогенный (олигоцен-раннеплиоценовый), позднеорогенный (позднеплиоцен-голоценовый) и разделяющий их подэтап выравнивания рельефа, сопровождавшийся полной компенсацией впадин и образованием транзитной гидросети (манзурское время).

Второй, или Забайкальский, мегаблок представляет собой возбужденный пенеплен позднемелового-раннеолигоценового возраста, окруженный горными поднятиями по периферии. Основные неровности представляют собой препарированные гранитоидные массивы линейных орогенов позднего мезозоя, которые, как “всплывающие поплавки”, формируют низкорослые хребты и кряжи и разделяющие их пассивные прогибы на месте компенсированных позднемезозойских депрессий.

Между Байкальским и Забайкальским воздымающимися мегаблоками располагается Витимо-Селенгинский пассивный прогиб. Он представлен денудационно-аккумулятивным рельефом, осложненным Витимским вулканическим плато, останцовыми низкими кряжами, цокольными гривами, грядами, разделяющими обширные озерно-аллювиальные равнины и ориентированными конформно общему северо-восточному морфоструктурному плану.

Алдано-Верхоянская система поднятий и прогибов представляет собой вихревую систему, центральным звеном которой является циркоидный мегаблок Алданского щита с геодинамическим развитием нуклеарного типа. Складчатые структуры линейных горных массивов Верхоянского хребта и Сетте-Дабана выполняют роль горно-складчатого “хвоста” вихревой структуры, внедряющегося внутрь нуклеара в виде параллельно ориентированного и компактно упакованного множества положительных и отрицательных осей поднятий и опусканий зонального типа. Они подходят к нему с востока и закручиваются по часовой стрелке в его геометрическом центре, образуя единую вихревую спиралеобразную структуру Центральноалданского среднегорного изометрического поднятия (рис. 1). Такую геодинамику можно связывать с вращательным моментом нуклеара по часовой стрелке в результате левостороннего сдвига вдоль субширотного Корякско-Ухтинского линейамента, контролирующего Лено-Алданский структурный “угол” сочленения края Сибирской платформы с ее горными обрамлениями, образованный горами Верхоянского и Сетте-Дабанского орогенов [17]. Возраст структуры можно синхронизировать с олигоцен-голоценовым тектоморфогенезом [18].

Яно-Колымская сложно построенная система геоблоков локализуется по внешнему краю шовной зоны Колымского жесткого массива фундамента, охватывая его с запада и юго-запада в виде двух дуг: внутренней и внешней. Первая состоит из горстовых поднятий хребтов Черского (среднегорья) и Полоусного (низкогорья). Внешнее полукольцо представляет собой пассивный прогиб, опоясывающий последние в виде образования типа передового прогиба. В эту же геометрическую систему конформно вписываются и хребты Верхоянский и Сунтар-Хаята, обрамляющие “прогиб” с юга и запада. Такая геометрия морфотектонических аномалий свидетельствует о напряжениях трехстороннего сжатия в контактной зоне Колымского массива, возникающего в процессе раскрытия Охотоморской впадины и Северного Ледовитого океана. Вероятный возраст данной морфосистемы также олигоцен-голоценовый [1]. Момо-Селенняхская наложенная рифтоподобная структура во многом конформна общей геометрии морфогенеза, располагаясь вдоль краевого шва Колымского жесткого геоблока.

Валоподобные образования горстового типа, осложненные цепочками локальных сводовых поднятий и водораздельных плато, представлены низкорослыми сооружениями Сихотэ-Алиня и Колымского нагорья. Такая морфотектоника своим происхождением обязана локализации вдоль этих линий в позднем мелу-палеогене линейного магматизма островодужного типа и наложенного активизационного базальтоидного магматизма центрального типа в четвертичное время (верховья бассейна р. Бикин и др.). Тектонический рельеф этих морфоструктурных ансамблей во многом обязан препарировке денудационными процессами тектоно-магматических аппаратов мел-палеогена, слагающих господствующие вершины гор Сихотэ-Алиня и эффузивных покровов разного возраста, расположенных между ними.

Геологический анализ тектонического рельефа столь больших территорий не может быть исчерпывающим в рамках одной статьи, а требует более обстоятельного

исследования. По-видимому, это будет сделано в последующих публикациях на эту тему. В то же время, предложенный вниманию научной общественности материал может считаться законченной работой на данном – обзорном – уровне рассмотрения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 183 с.
2. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 216 с.
3. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1994. 169 с.
4. Николаев Н.И. О молодых движениях, неотектоническом и геоморфологическом этапах развития Земли // Геоморфология. 2001. № 3. С. 48–57.
5. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
6. Лопатин Д.В. Геоморфологическая индикация глубинного геологического строения по данным орбитальных наблюдений на примерах Верхоянья и юга Дальнего Востока // Геоморфология. 2000. № 3. С. 79–87.
7. Лопатин Д.В. Геоморфологическое картирование на основе математической обработки многозональных аэрокосмических снимков высокого пространственного разрешения // Докл. АН (ДАН). 1997. Т. 154. № 6. С. 811–816.
8. Лопатин Д.В. Построение морфотектонических карт на основе вычисления энергии рельефа / Пробл. экологич. геоморфологии. Белгород: БГУ, 2000. С. 165–167.
9. Лопатин Д.В. Карта рудоносных структур СССР масштаба 1 : 5000000 по данным дистанционных съемок / Принципы и методика дистанц. исслед. при прогнозировании твердых полезных ископаемых. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 22–27.
10. Иванова А.А., Лопатин Д.В. Карта флюоритовости России и стран СНГ масштаба 1 : 5000000 / Экспресс-информация в геологии. СПб.: ДНГП-ВСЕГЕИ, 1992. С. 10–11.
11. Можаяев Б.Н. Геоморфологические аномалии как форма выражения новейших тектонических движений / Совр. пробл. новейшей тектоники и геоморфологии. СПб.: Изд. ГСФ “Минерал”, 1997. С. 61–62.
12. Молоденский М.С. Гравитационное поле, фигура и внутренняя структура Земли. Избр. тр. М.: Наука, 2001. 569 с.
13. Лопатин Д.В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. 113 с.
14. Корреляция геофизических полей. М.: Наука, 1991. 254 с.
15. Лопатин Д.В., Томилов Б.В. О позднеплейстоценовом возрасте впадины озера Байкал / Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 121–122.
16. Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Характеристика субаэральных и субаквальных режимов при образовании Байкальской впадины в позднем кайнозое и некоторые геодинамические следствия / Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 121–122.
17. Лопатин Д.В. Линеamentная тектоника и месторождения-гиганты Северной Евразии // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 2. С. 77–91.
18. Логачев Н.А., Лопатин Д.В. Материковый рифтогенез и рельеф. Основные проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 201–246.

Геофак СПбГУ

Поступила в редакцию
31.05.2002

MORPHOTECTONICS OF NORTHEAST EURASIA

D.V. LOPATIN

Summary

The paper briefly runs through the questions of compiling and contents of morphotectonic map and morphotectonic zoning scheme of Northeast Eurasia. The author's approach is based on mapping the difference between highest and lowest altitudes within the cells 20 × 20 km.