

тически связанные с коллизией – начавшимся в конце ранней перми столкновением активных окраин Восточно-Европейского и Казахстанско-Киргизского палеоконтинентов.

Таким образом, анализ палеозойских изотопных датировок доуральских вещественных комплексов Приполярной части Западного Урала позволяет:

1. Сделать вывод о том, что этапы ремобилизации доуральского фундамента уралид Западного Урала проявлялись синхронно с этапами эволюции уралид Восточного Урала;

2. Предположить, что режим развития палеозойской окраины Восточно-Европейского континента отличается от режима эволюции типичной пассивной континентальной окраины **атлантического** типа;

3. Поставить под сомнение представления о уралоидах Восточного Урала как о «казахстанидях»;

4. С учетом известных данных по геологии Урала предложить модель палеогеодинамической эволюции Уральской окраины Восточно-Европейского палеоконтинента в среднем-позднем палеозое по типу развития современной Западно-Тихоокеанской активной окраины.

Работы проводятся в рамках программы «Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии», при финансовой поддержке РФФИ, гранты 99-05-64005 (руководитель – С.Г.Самыгин) и 00-05-64645 (руководитель – О.В.Удортина).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андричев В.Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. -Сыктывкар, 1999. -48 с.
2. Додсон М. Теория возрастов охлаждения. Изотопная геология. -М., 1984 -С.205-214.
3. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. -1993. -№ 3. -С.18-33
4. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. -1997. -№ 4. -С.42-61
5. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. -СПб., 1994. -208с.
6. Серавкин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. -1997. -№ 1. -С.32-47.
7. Тимонина Р.Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. -Л., 1980. -100 с.
8. Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. -1948. -№ 5. -С.121-134.
9. Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb-Sr-изотопного исследования // Докл. РАН. -1994. -Т. 336, №5. -С.674-676.
10. Язева Р.Г., Бочкарёв В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. -1993. -№ 4. -С.56-65.
11. Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарёв В.В. Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. -1989. -№ 3. -С.76-89.

УДК 551.4 (470.32)

Трегуб А.И., Жаворонкин О.В.

МОРФОМЕТРИЯ СОВРЕМЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ ВКМ

Морфометрическая характеристика современной поверхности получена на основе анализа вероятностных моделей рельефа. Созданы программа обработки данных с меняющимся окном осреднения и банк исходных данных для территории ВКМ, позволяющие составлять комплекты морфометрических карт в широком диапазоне масштабов. Для территории ВКМ рассмотрены соотношения неотектонической структуры с различными морфометрическими параметрами современной поверхности. Отмечена высокая степень корреляции блоковой структуры с особенностями морфометрического строения территории. Дана оценка потенциала развития современных экзогеодинамических процессов.

В изучении геоморфологического и неотектонического строения той или иной территории на начальных этапах (в частности на подготовительном этапе проведения ГДП - 200) наряду с комплексным дешифрированием МДС большое значение имеют морфометрические исследования. Они позволяют формализовать данные о рельефе, выявить его важнейшие системообразующие свойства. Формальная модель рельефа базируется на нескольких фундаментальных понятиях [8], таких как: поверхность Земли (земная поверхность), рельеф земной поверхности и его формы, поверхность выравнивания и геоморфологический цикл.

Земная поверхность - это граница, отделяющая литосферу от гидросферы и атмосферы (географической оболочки), через которую осуществляется обмен веществом и энергией между литосферой и внешними оболочками Земли.

Рельеф земной поверхности - совокупность неровностей земной поверхности различных размеров, измеряемых относительно тех или иных базисных уровней. Важнейшей разновидностью базисных уровней является эквипотенциальная поверхность гравитационного поля.

Рельеф земной поверхности образован его формами - системами элементов (граней, ребер, уз-

ловых точек), существующих в едином пространстве и времени и связанных друг с другом общностью происхождения.

Участки земной поверхности асимптотически приближенные к базисному уровню (в частности к эквипотенциальной поверхности гравитационного поля) называются поверхностями выравнивания.

Отрезок времени, в продолжение которого возникают, развиваются и исчезают, замещаясь поверхностями выравнивания, формы рельефа может быть определен как геоморфологический цикл.

Размеры форм, находясь в ранговой соподчиненности, определяют ранговую соподчиненность соответствующих им геоморфологических циклов и поверхностей выравнивания. Ранжированность форм определяет и ранговый принцип их развития. Рельеф земной поверхности представляет таким образом сложную открытую систему. Для ее описания, оценки состояния и общих тенденций эволюции в морфометрическом анализе используются абстрактные поверхности (вершинная, базисная, средних высот), а также другие параметры, отражающие соотношение абстрактных поверхностей (уровень вертикального расчленения и др.) [4,7].

Вершинная поверхность - поверхность, соединяющая самые высокие точки в рельефе, а базисная - самые низкие. Разница в высотном положении вершинной и базисной поверхностей определяет запасы потенциальной энергии рельефа. Эта энергия, преобразуясь в кинетическую энергию экзогенных геодинамических процессов, предопределяет интенсивность литодинамических потоков в зоне гипергенеза, а в итоге - характер всего морфогенеза. Запасы потенциальной энергии оцениваются величиной вертикального расчленения [4] или остаточным рельефом [7].

Поверхность средних высот - это поверхность, соединяющая средние высоты рельефа. Ее положение между базисной и вершинной поверхностями позволяет оценить существующий тренд в развитии рельефа, направленность его в сторону увеличения вертикального расчленения или снижения этого расчленения (выравнивания рельефа).

В традиционном морфометрическом анализе существует множество методических приемов [4], большинство из которых сводится к графическим построениям или измерениям на топографических картах. Принципиально иной подход основан на использовании методов теории вероятностей и математической статистики [2,9]. В этом случае высота поверхности рассматривается как случайная величина, по выборке замеров высоты вычисляются числовые характеристики моментов распределения. В технологическом отношении преимущество такого подхода заключается в возможности широкого использования компьютерных средств как для обработки данных, так и для составления карт. Кроме того, могут быть использованы дополнительные, качественно новые морфометрические параметры.

Выборка замеров высоты поверхности формируется с помощью стационарного или скользящего окна осреднения, размеры которого определяются целями исследований и масштабами составляющихся карт. Для каждой выборки могут быть определены экстремальные (минимальные и максимальные), модальные (преобладающие), средние значения высот, а также дисперсия (и стандарт), асимметрия и эксцесс распределения высот. Каждый из указанных параметров по совокупности выборок может быть изображен в изолиниях на карте.

При интерпретации результатов карта максимальных высот рассматривается как карта вершинной поверхности, карта минимальных высот является аналогом карты базисной поверхности, карта стандартных отклонений позволяет оценить остаточный рельеф (энергию рельефа).

Карта показателей асимметрии распределения высот не имеет аналогов в традиционной морфометрии. Ее интерпретация позволяет выявить динамику морфогенеза по соотношению преобладающих и средних высот. Положительные значения асимметрии распределения свидетельствуют о преобладании в рельефе высот меньших, чем средние над высотами большими, чем средние. Такие соотношения характеризуют состояние выравнивания рельефа, снижения запасов его потенциальной энергии. Отрицательные значения асимметрии, наоборот, свидетельствуют об увеличении вертикального расчленения и, соответственно, роста потенциальной энергии. Ее нулевые значения - о равновесном состоянии морфогенеза.

Эксцесс распределения высот также при своей интерпретации не может быть поставлен в соответствие с каким-либо параметром традиционного морфометрического анализа. Его значения зависят от морфологической сложности рельефа. Если они превышают $-0,6$, то в пределах соответствующей территории отмечается наличие только одной субгоризонтальной поверхности, распространенной тем шире, чем больше эксцесс. Значения эксцесса распределения меньше чем $-1,2$ свидетельствуют о распространении не менее двух субгоризонтальных поверхностей, разделенных склонами. При этом, чем меньшие значения принимает эксцесс, тем больше они сближены по высоте и тем ближе к единице соотношение их площадей.

Значения эксцесса в интервале от $-1,2$ до $-0,6$ могут свидетельствовать о слабом развитии на площади субгоризонтальных поверхностей и интенсивном горизонтальном расчленении рельефа.

Морфометрическая характеристика территории ВКМ получена с использованием окна осреднения площадью 1200 кв. км, примерно соответствующей размерам планшета топографической карты масштаба 1:100 000 и позволяющей снизить влияние локальных неотектонических элементов.

Для хранения больших массивов известных величин и параметров, в геологии наиболее применимы базы данных табличной структуры, то есть

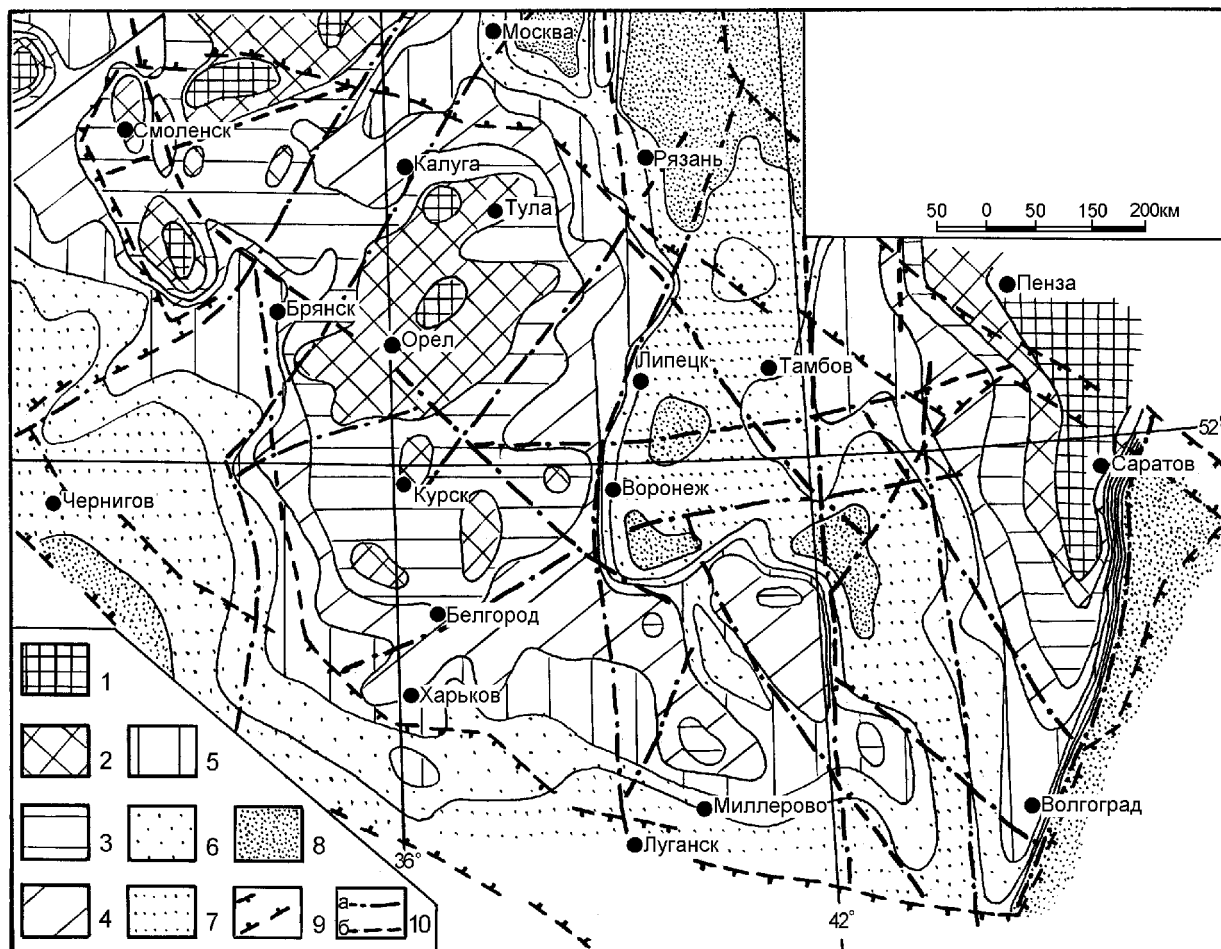


Рис 1. Карта вершинной поверхности: высота вершинной поверхности (в м): 1 - больше 280; 2 - от 260 до 280; 3 - от 240 до 260; 4 - от 220 до 240; 5 - от 200 до 220; 6 - от 180 до 200; 7 - от 160 до 180; 8 - меньше 160. 9 - границы структур обрамления ВКМ; 10 - крупные разломы в фундаменте (а) и их возможное продолжение по морфометрическим данным (б).

объединение одной или нескольких таблиц с последующей возможностью применения простейших операций СУБД (добавление, удаление, переименование таблиц и т.д.). Наиболее удобна такая форма организации при обработке данных снятых с карт различного масштаба, разбитых на отдельные области и исследуемых в пределах этих областей. Подобная структура организации исходных данных реализована в разработанной авторами программе GEOstatistika, предназначенной для статистической обработки геоморфологических параметров геологической среды, заданных по равномерной сети.

При некоторой абстракции таблицу, заполненную геологическими величинами численного типа можно принять за матрицу, к которой применимы все математические в том числе и статистические операции. Набор статистических операций применяемых в геологии очень широк, от примитивных алгебраических (среднее арифметическое, дисперсия и т.д.) до довольно сложных (кригинг, корреляционный анализ и др.), требующих большое количество итераций и машинного времени. При написании программы не ставилась задача включения в нее поддержки всего спектра статистических функций, привлекались лишь те процедуры, кото-

рые по каким-либо причинам неудобно или невозможно выполнять в стандартных статистических программах.

Программа GEOstatistika в существующей на сегодняшний день модификации позволяет определять основные статистические характеристики площадного распределения исследуемого параметра (в данном случае абсолютных отметок дневного рельефа) в рамках задаваемого окна - палетки с шагом равным его размерам.

Программа реализована в среде Borland Delphi 4, с использованием мультидокументного интерфейса (абсолютные отметки рельефа местности).

На карте вершинной поверхности (рис.1) отчетливо проявлены наиболее крупные элементы (элементы первого ранга [6]) неотектонической структуры. Смоленский мегаблок, пространственно совмещающийся со Смоленской возвышенностью, с максимальными высотами местами превышающими 280 м, своими контурами на севере уходит за пределы территории ВКМ, имеет сложное строение вершинной поверхности, образованной сочетанием уп-

лощенных гряд, разделяющихся узкими линейными понижениями с абсолютными отметками 220-230 м.

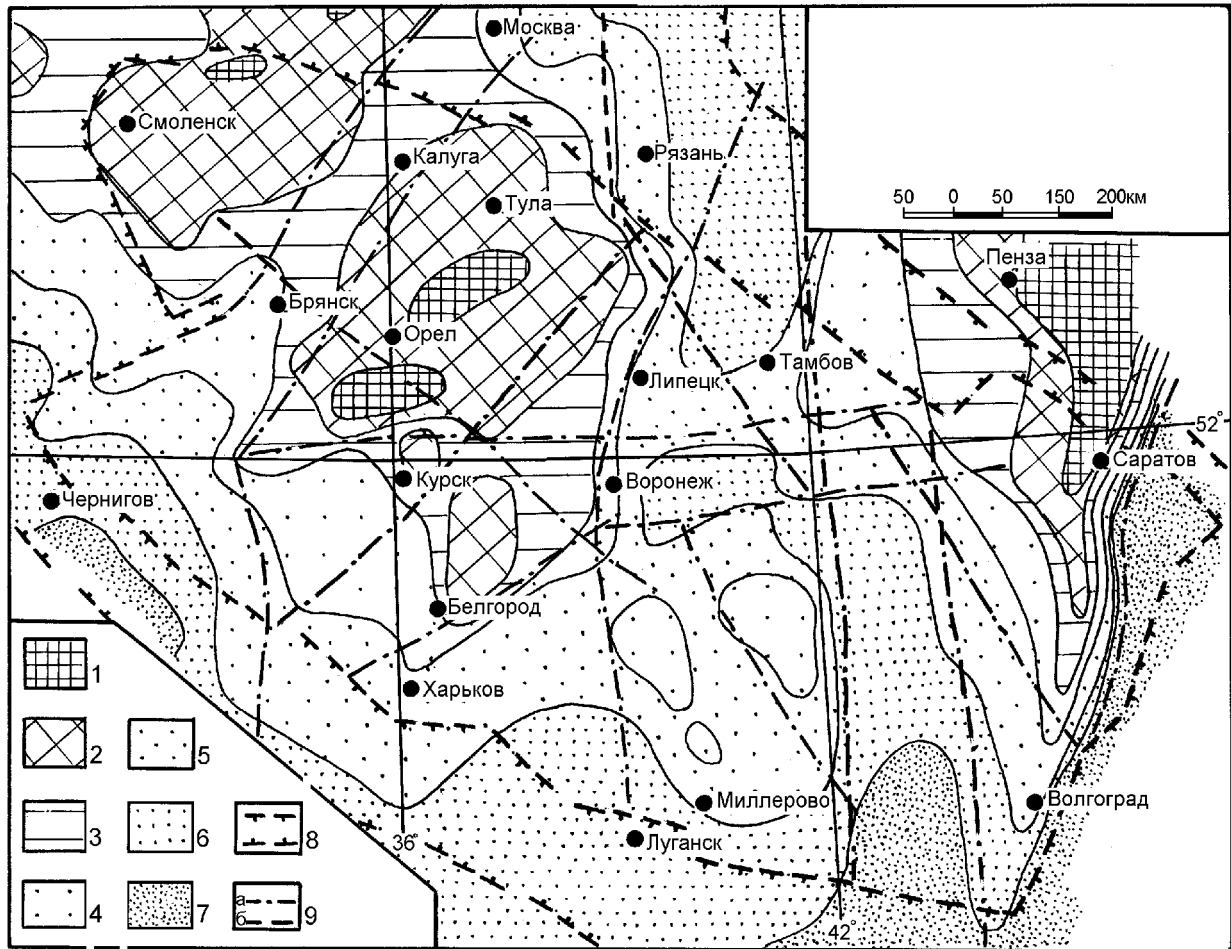


Рис 2. Карта средних высот: средние высоты (в м): 1 - больше 220; 2 - от 200 до 220; 3 - от 180 до 200; 4 - от 160 до 180; 5 - от 140 до 160; 6 - от 120 до 140; 7 - меньше 120. 8 - границы структур обрамления ВКМ; 9 - крупные разломы в фундаменте (а) и их возможное продолжение по морфометрическим данным (б).

Располагающийся юго-восточнее Днепровско-Деснинский мегаблок характеризуется существенно меньшими высотами вершинной поверхности (130-240 м), понижающимися примерно от г. Брянска на юго-запад и северо-восток.

Среднерусский мегаблок в рельефе совмещающийся со Среднерусской возвышенностью, отчетливо разделяется на несколько автономных частей. Его наиболее высокая (250-285 м) северная часть вытянута в меридиональном направлении примерно от широты г. Железногорска до Калуги и может быть сопоставлена со структурами второго порядка, названными ранее Г.И.Раскатовым [3] Новосильским и Дмитровским поднятиями. Центральная часть Среднерусского мегаблока (от Белгорода до Железногорска) с максимальными высотами 230-270 м также охватывает несколько структурных элементов второго порядка [3]: Курское поднятие, Крупецкую и Кшень-Оскольскую структурные террасы. Наконец, южная часть, вытянутая в восточном направлении, с максимальными высотами вершинной поверхности 180 -240 м включает Острогжское, Калачское, Кантемировское поднятия и Белгородскую структурную террасу [3].

В пределах Окско-Донского мегаблока максимальные высоты редко превышают 160 м. В его плановых очертаниях выделяются две субмеридионально вытянутые части. Северная (от Лисок до Рязани) - соответствует в совокупности Мичуринскому, Шукавкинскому, Моршанскому неотектоническим поднятиям и Тамбовской структурной террасе [3]. Южная часть, резко смещенная к востоку, сопоставляется с Урюпинским прогибом [3].

Приволжский мегаблок, северной частью выходящий за пределы территории ВКМ, отличается резко асимметричным характером вершинной поверхности, высоты которой у г. Саратова превышают 300 м, а к западу и югу плавно понижаются до 190 м.

Границы мегаблоков на уровне вершинной поверхности достаточно точно совпадают с крупными разломами в кристаллическом фундаменте, выделенными по комплексу геолого-геофизических данных [6]. Их продолжение по морфометрическим данным может быть прослежено в пределах структурного обрамления ВКМ.

На карте средних высот (рис.2) описанные крупные элементы неотектонической структуры

выражены также достаточно отчетливо, но менее контрастно (особенно в их внутреннем строении).

Для базисной поверхности (рис.3) характерны существенно иные соотношения. Если ограничения

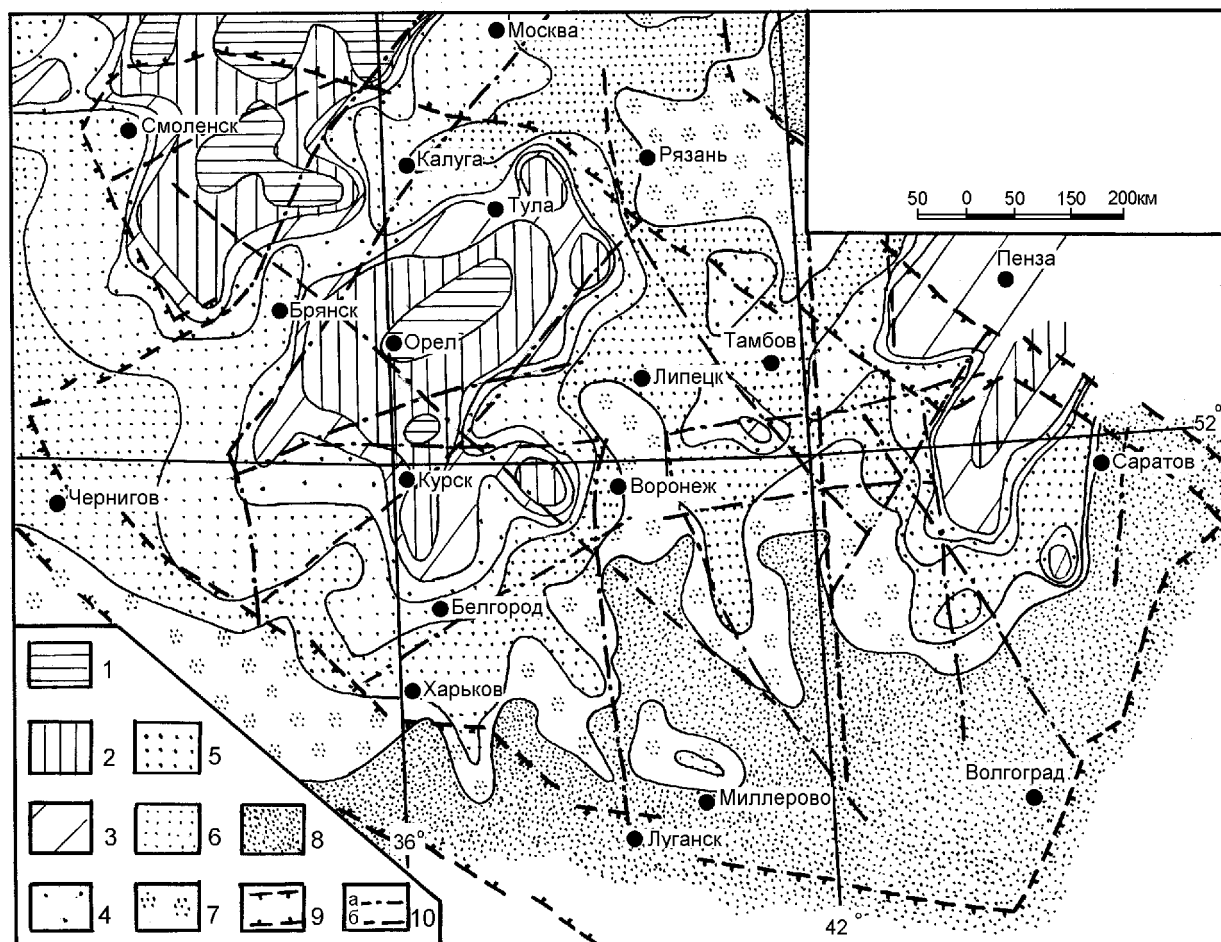


Рис 3. Карта базисной поверхности: высота базисной поверхности (в м): 1 - больше 180; 2 - от 160 до 180; 3 - от 150 до 160; 4 - от 140 до 150; 5 - от 120 до 140; 6 - от 100 до 120; 7 - от 80 до 100; 8 - меньше 80. 9 - границы структур обрaмления ВКМ; 10 - крупные разломы в фундаменте (а) и их возможное продолжение по морфометрическим данным (б).

Смоленского, Днепровско-Деснинского, северной и центральной частей Среднерусского мегаблоков остаются достаточно четкими, то южная часть Среднерусского и Приволжский мегаблока утрачивают эту четкость и характеризуются гипсометрическим положением базисной поверхности мало отличающимся от высот базисной поверхности Окско-Донского мегаблока.

В поле остаточных высот (рис.4) территория Смоленского мегаблока характеризуется в целом небольшими их значениями (60-80 м), близкими к тем, которые наблюдаются в пределах Окско-Донского мегаблока. Лишь на отдельных участках они возрастают до 100-110 м, в то время как для Окско-Донского мегаблока характерны отклонения в сторону уменьшения до 40 и менее метров.

Максимальные высоты остаточного рельефа, достигающие 160 и более метров фиксируются в пределах Приволжского мегаблока и южной части Среднерусского.

Анализ асимметрии распределения высот (рис.5) указывает на то, что большая часть территории ВКМ находится в состоянии возрастающего

вертикального расчленения рельефа. Участки с обратным трендом сопоставляются с Днепровско-Деснинским мегаблоком, с центральной и южной частями Окско-Донского мегаблоков, рельеф которых находится в состоянии выравнивания.

Таким образом, несмотря на то, что Смоленский мегаблок в вершинной поверхности занимает высокое гипсометрическое положение, рельеф на его территории обладает малыми запасами потенциальной энергии, величина которой, однако, медленно возрастает. В морфологическом отношении рельеф характеризуется одним уровнем субгоризонтальной поверхности (эксцесс распределения высот изменяется от -0,64 до +0,99). При таких параметрах современные экзогенные геодинамические процессы на его площади, отличаясь в целом вялым течением, должны быть сосредоточены в одном, нижнем ярусе, вдоль бортов речных долин, преимущественно голоценового возраста.

Относительно опущенный Днепровско-Деснинский мегаблок имеет несколько большие запасы потенциальной энергии рельефа, но запасы эти снижаются. В морфологическом отношении его рельеф

обладает высоким уровнем горизонтального расчленения (величина эксцесса колеблется в интервале от

-1,52 до -0,64). Современные экзогенные геодинамические процессы, среди которых должны преоб-

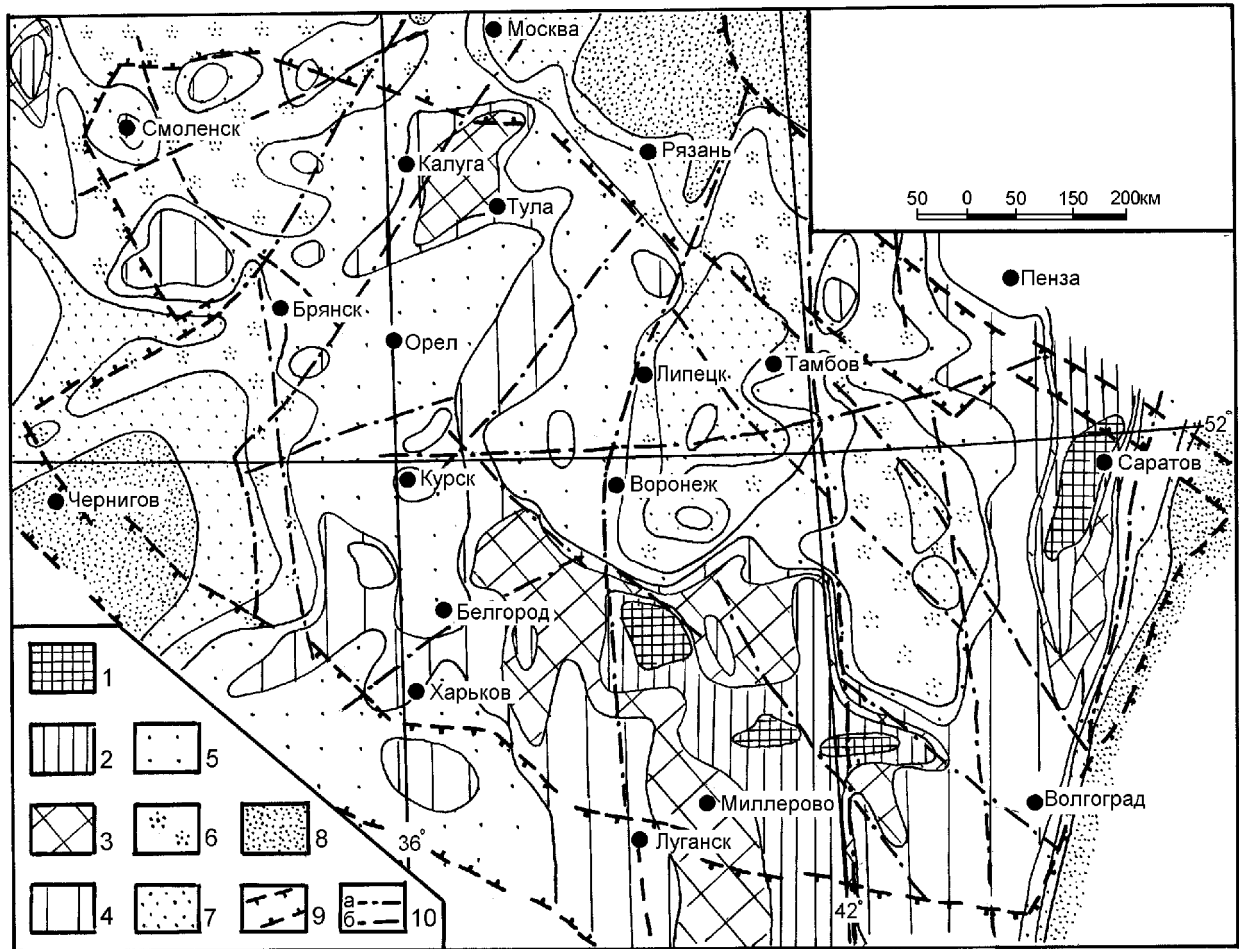


Рис 4. Карта остаточного рельефа: высота остаточного рельефа (в м): 1 - больше 160; 2 - от 140 до 160; 3 - от 120 до 140; 4 - от 100 до 120; 5 - от 80 до 100; 6 - от 60 до 80; 7 - от 40 до 60; 8 - меньше 40. 9 - границы структур обрамления ВКМ; 10 - крупные разломы в фундаменте (а) и их возможное продолжение по морфометрическим данным (б).

ладать процессы аккумуляции, отличаются слабой активностью и тяготеют к берегам многочисленных рек.

Северная и центральная части Среднерусского мегаблока на большей их площади по запасам потенциальной энергии мало отличаются от Днепровско-Деснинского, несмотря на то, что в сравнении с ним в вершинной поверхности занимают более высокое положение. Исключение составляет полоса вдоль восточной границы, где остаточные высоты резко увеличиваются до 100-120 м. Морфология рельефа в пределах северной и центральной частей Среднерусского мегаблока отличается непостоянством: участки с простым строением и широким развитием одной субгоризонтальной поверхности (эксцесс в их пределах изменяется от +0,27 до +2,05) чередуются с участками с сильным горизонтальным расчленением (эксцесс в пределах -1,25 - 1,30). Территория должна характеризоваться неоднородным развитием современных экзогеодинамических процессов: чередованием площадей со слабым их развитием и участков с интенсивным проявлением в нескольких гипсометрических уровнях,

обусловленных, вероятнее всего, литоморфной компонентой современного рельефа.

Южная часть Среднерусского мегаблока, несмотря на свое относительно невысокое гипсометрическое положение на уровне вершинной поверхности, обладает большими запасами потенциальной энергии и тенденцией к их увеличению. Эта часть мегаблока по показателю эксцесса распределения высот (от -1,67 до -1,20) характеризуется ярусным строением рельефа и распространением как минимум двух субгоризонтальных поверхностей, располагающихся на разных гипсометрических уровнях. Современные экзогенные геодинамические процессы на территории южной части Среднерусского мегаблока должны отличаться высокой активностью и сложной пространственной структурой - рассредоточенностью в нескольких ярусах, обусловленных неоднородным литологическим разрезом пород субстрата.

Оско-Донской мегаблок существенно снижен в вершинной поверхности, запасы энергии рельефа в его пределах малы. В северной его части они возрастают, а в южной снижаются. Морфологическая сложность рельефа изменчива. В северной

части территории мегаблока она характеризуется значительным горизонтальным расчленением (экс-

цесс от -0,71 до -1,12), в узкой полосе, вытянутой от

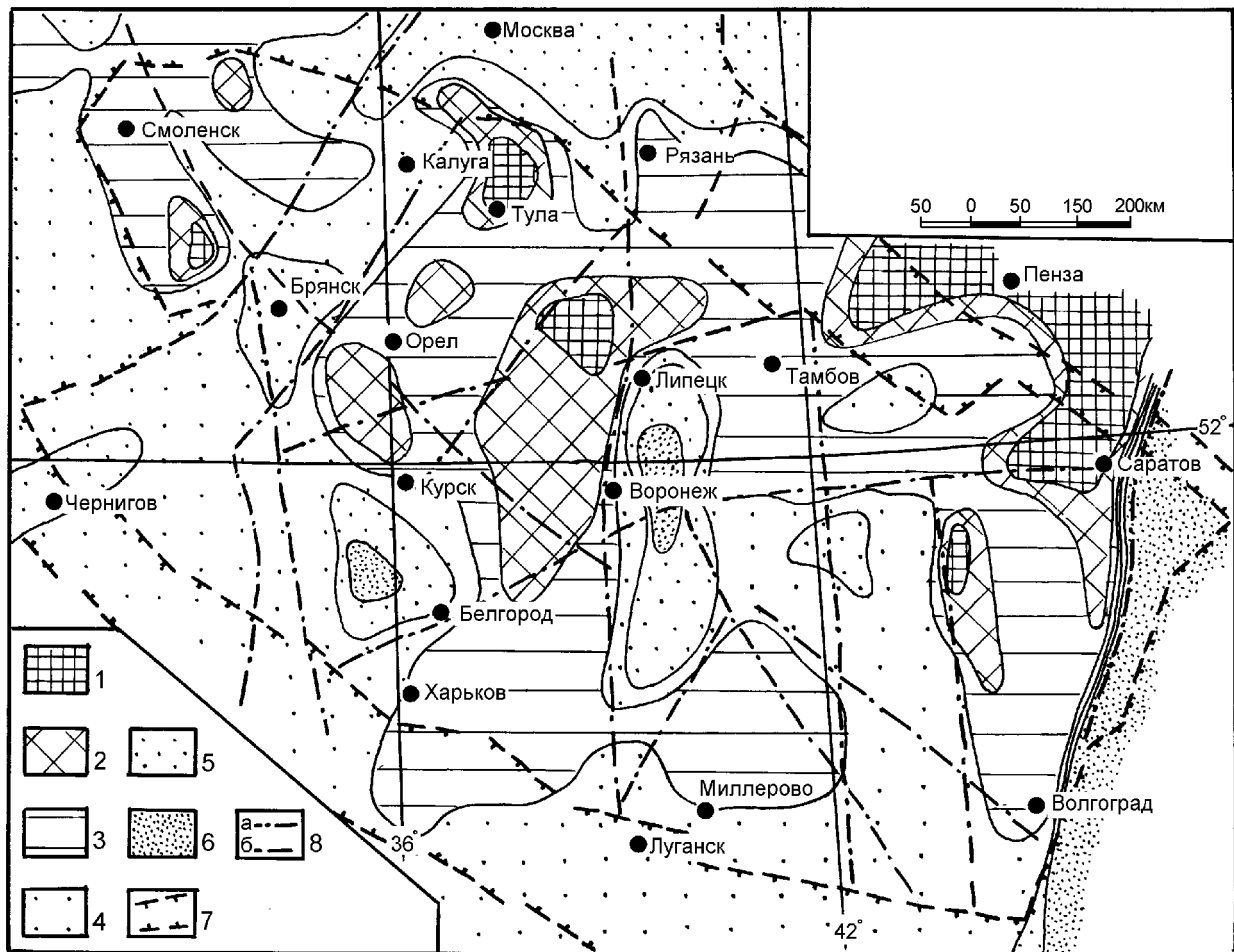


Рис 5. Карта показателей асимметрии распределения высот: значение показателей асимметрии: 1 - меньше -1; 2 - от -1 до 0,5; 3 - от -0,5 до 0; 4 - от 0 до +0,5; 5 - от +0,5 до +1; 6 - больше +1. 7 - границы структур обрамления ВКМ; 8 - крупные разломы в фундаменте (а) и их возможное продолжение по морфометрическим данным (б).

Лисок до Воронежа, в рельефе господствует одна субгоризонтальная поверхность (эксцесс от +0,17 до +0,44), а в южной части отмечается не менее двух субгоризонтальных поверхностей (эксцесс изменяется от -1,56 до -1,20). Экзогеодинамические процессы, в целом отличаясь невысокой активностью, в северной части должны характеризоваться преобладанием денудационной составляющей, а в южной - аккумулятивной.

Наиболее высоко поднятый в вершинной поверхности у г. Саратова Приволжский мегаблок имеет здесь и максимальные запасы энергии рельефа, которые достаточно интенсивно возрастают. Морфологическое строение в северной части простое, характеризуется наличием одной субгоризонтальной поверхности (эксцесс изменяется от -0,57 до +0,64). Современные экзогенные процессы, сосредоточенные в одном ярусе рельефа должны отличаться очень высокой активностью.

Выводы о распределении современных экзогенных геодинамических процессов, полученные в результате анализа вероятностных моделей рельефа

полностью подтверждают данными непосредственного их изучения в различных районах [1,4,10].

В заключение следует отметить, что данные морфометрического анализа рельефа могут быть положены в основу геоморфологического районирования при проведении геоморфологического картирования территорий в различных масштабах. Но они ни в коей мере не могут заменить другие методы изучения рельефа - его генезиса и возраста. Лишь комплексный подход в геоморфологических исследованиях способен дать объективную и однозначную информацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондарев В.П. Инженерная геодинамика овражно-балочных систем. -М., 1999. -61 с.
2. Порядин В.С. Стохастические модели в морфоструктурном анализе. -М., 1985. -152 с.
3. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. -Воронеж, 1969. -164с.
4. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. -М., 1974. -184 с.
5. Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР. -М.,1978. -335 с.

6. Трегуб А.И. Элементы первого ранга в неотектонической структуре территории ВКМ // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. -1999. -№8. -С. 9-17.
7. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. -Саратов, 1975. -232с.
8. Флоренсов Н.А. Проблемы теоретической геоморфологии // Рельеф и неотектоника: Избр. тр. -М., 1989. -С. 139-222.
9. Шарапов И.П. Функции распределения высоты рельефа // Рельеф Земли и математика. -М., 1967. -С. 72-79.
10. Экзогенные геодинамические процессы: оценка, прогноз, мониторинг (на примере Воронежской области) / А.И.Трегуб, Б.В.Глушков, Н.А.Корабельников и др. -Воронеж, 1999. -76 с.

УДК 551:550.347.097.23

Четвериков Л.И.

ОЦЕНКА АНИЗОТРОПИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Рассмотрен простой палеточный метод определения природной анизотропии строения геологических тел и полей геологических, минералогических, геохимических и геофизических параметров. В результате оказывается возможным получать дополнительную интересную информацию об изучаемых объектах. Рассмотрены несколько конкретных примеров из разных областей геологии.

В 1966 году было высказано положение об анизотропном строении тел полезных ископаемых [4] и предложены основные характеристики этой анизотропии [7]. В дальнейшем данная идея была распространена на структуру всех геологических объектов, начиная от мегаобъектов (горных сооружений) и кончая микрообъектами (петроструктуры пород) [5]. В настоящее время представление о анизотропном строении геологических объектов не вызывает возражений. Вместе с тем, определение анизотропии изучаемого геологического объекта еще не вошло в широкую практику исследований, несмотря на то, что анализ анизотропии дает дополнительную и интересную информацию как о строении самого объекта, так и о возможном характере его генезиса [7,9,10]. Знание анизотропии тел полезных ископаемых имеет большое значение и для оптимизации геометрии разведочных сетей [8].

В данном случае под *анизотропией структуры строения геологического объекта* понимается различие в скорости смены геологических элементов структуры по разным направлениям внутри геологического объекта.

В свою очередь под *анизотропией поля геологических и геофизических параметров* понимается различия в значении среднего градиента изменчивости параметра, фиксируемые по разным направлениям в пределах поля.

В одном геологическом объекте могут быть выделены разные группы геологических элементов, образующих в объекте свою структуру. В зависимости от специфики генезиса объекта анизотропии структур разных групп элементов могут отличаться друг от друга. То же самое может иметь место и для анизотропии изменчивости полей разных параметров одного и того же геологического объекта. Например, нередко анизотропия изменчивости содержания для разных компонентов руды оказывается в рудном теле неодинаковой, что является следствием особенностей этапов его

формирования. Таким образом, изучение анизотропии может дать важную дополнительную информацию о строении и генезисе геологического объекта.

Полная характеристика анизотропии осуществляется с помощью четырех показателей [7,8]:

1. Показателем изменчивости (i) по конкретной линии внутри объекта, представляющим собой: для структуры - отношение количества (n) пересекаемых этой линией элементов к ее длине (l) в пределах объекта ($i = n/l$); для поля - средний градиент изменчивости параметра наблюдаемым по данной линии. Средняя изменчивость (I) по конкретному направлению выражается средним значением из значений изменчивости, фиксируемых по отдельным линиям, ориентированным в данном направлении

$$I = \frac{\sum i}{m},$$

где m - количество линий.

2. Количеством и ориентировкой осей (иначе направлений) анизотропии. Под осями анизотропии понимаются направления внутри изучаемого объекта, по которым наблюдаются наибольшие различия в изменчивости структуры или поведения параметра.

3. Показателем анизотропии (A), представляющим собой отношение значения наибольшей изменчивости структуры или параметра к наименьшему их значению.

4. Индикатрисой анизотропии - эллипсоидной поверхности, величина радиуса вектора которой, в том или ином масштабе соответствует значению изменчивости структуры или параметра внутри объекта в направлении данного радиуса вектора.

Как правило геологические объекты изображаются на плоскости в двумерном пространстве (карты, планы, разрезы, сечения и т.д.). В связи с этим оценка анизотропии также имеет двумерное решение.

Для определения анизотропии геологической структуры и строения поля можно воспользоваться одним и тем же палеточным методом [6]. Заключа-