

## **ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НЕОТЕКТОНИКИ (НА ПРИМЕРЕ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ И ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

***Г.Н. Иванченко***

На основе картирования стратиграфическими и геоморфологическими методами трансгрессивной реперной поверхности понтического времени и соответствующей денудационной поверхности (~5 млн лет назад) определены абсолютные (с учётом изменения уровня моря), постпонтические или неотектонические деформации. Построена соответствующая карта абсолютных вертикальных деформаций, описаны отдельные геологические структуры и особенности их развития, дана геодинамическая интерпретация развития морфоструктур.

### **Введение**

Геоморфологические методы являются важным элементом при исследовании современной тектонической активности регионов. Современный рельеф отражает взаимодействие эндогенных и экзогенных факторов и чутко реагирует на изменения неотектонической активности. Использование геоморфологических методов при региональных исследованиях неотектоники опирается на хорошо обоснованные постулаты, имеющие многочисленные и разветвленные следствия, определяющие основные методические приемы структурно-геоморфологического анализа. Основных постулатов три:

1. Рельеф формируется взаимодействием эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) сил и отражает их баланс — это основное положение геоморфологии со времени возникновения её как науки.

2. В поле высот земной поверхности существуют некоторые привилегированные уровни, которые определяют особенности развития рельефа и являются реперами для анализа его динамики: базис эрозии (обычно уровень моря), уровень конечного выравнивания (пенеплен), высота уровня изостатически равновесного положения блока и др.

3. Формы рельефа образуют характерные парагенезисы на разных масштабных уровнях, а парагенезисы форм образуют во времени эволюционные ряды, составляющие циклы развития рельефа. Изменения климата и тектонические деформации нарушают нормальное течение геоморфологического цикла [Дэвис, 1962].

Геоморфологические методы анализа современной геодинамики исследуют связь вариаций напряженного состояния литосферы и режима ее деформирования с изменением одного или нескольких условий рельефообразования. В настоящее время достаточно установлена связь осреднённых тектонических напряжений и деформаций, наряду с наличием покровных оледенений и эвстатическими колебаниями уровня моря [Малкин, 1991]. Положение уровня моря определяет основной базис эрозии и, соответственно, развитие нормального геоморфологического цикла по [Дэвис, 1962] завершающегося пенепленизацией. Таким образом, пенеплены имеют то же значение при изучении вертикальных тектонических движений для областей денудации, что и стратиграфические репера для областей осадконакопления. Геоморфологические и стратиграфические репера сопрягаются на уровне современного им базиса эрозии.

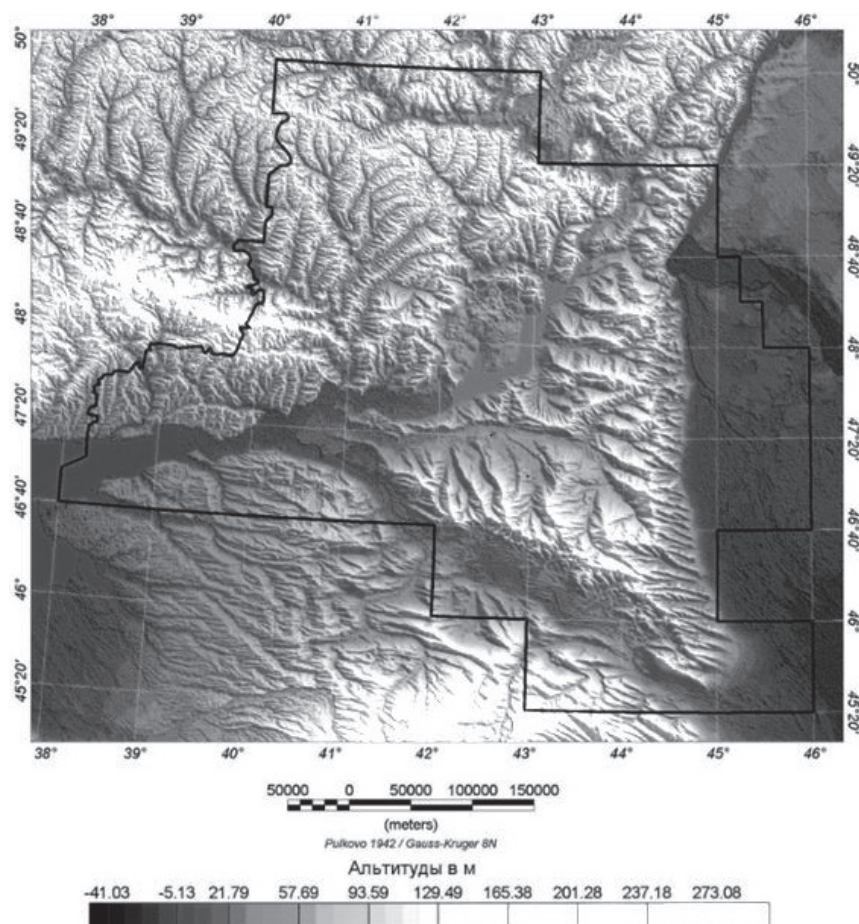


Рис. 1. Рельеф и положение территории юга Восточно Европейской платформы и Скифской плиты

Достаточно давно была показана необходимость картирования деформаций и вертикальных движений с учётом эвстатических колебаний уровня моря [Николаев 1972; Золотарёв, 1982], строго различая структуры опущенные и структуры, остающиеся в поднятии. Поэтому столь важны абсолютные калибровки амплитуд эвстатических колебаний уровня моря. В данной работе используются стандартные калибровки, разработанные научным отделом компании Exxon [Наг, 1987].

В рамках сотрудничества с «ГНПП Аэрогеофизика» в 2008 г. была построена карта неотектонических структур и деформаций, которая реализует принцип реперных уровней для территории Скифской плиты (рис. 1) относительно максимально-го уровня понтической трансгрессии (5,2 млн лет) [Наг, 1987]. Далее будет представлена обновлённая версия этой карты (рис. 2).

Обоснование этого репера и оценка его высоты (+90–100 м) относительно современного уровня мирового океана были приведены в предшествующих отчётах. Карта построена по сумме стратиграфических и геоморфологических методов с оценкой в ряде случаев и величины денудационного среза, в основном, структурными и стратиграфическими методами. Территория работ располагается целиком в бассейнах Каспийского и Азовского морей в условиях преобладания равнинного рельефа (рис. 1), высоты которого не превышают 270 метров. Это предопределяет преимущественно стратиграфические методы анализа неотектонических движений, которые имеют здесь преимущественно нисходящий или инверсионный характер. В то же время, анализ фактического или восстановленного положения контакта меловых и палеогеновых отложений говорит о кайнозойских вертикальных тектонических движениях с амплитудой в сотни метров.

### **Методика составления карты вертикальных неотектонических движений**

Интенсивный рост Кавказских гор и деформирования прилегающих территорий в плиоцен-четвертичное время вместе с анализом региональных реперных уровней приводит к выбору плиоценового (понтического) реперного уровня в качестве основного при построении карты вертикальных неотектонических деформаций. Такое картирование было выполнено по кровле отложений понтийского яруса и поверхности выравнивания, соответствующей понтической трансгрессии. Остальные уровни (верхнемеловой и эоценовый) используются в качестве дополнительных для детализации истории развития неоструктурных форм. Используется сочетание реперных уровней денудационных поверхностей и стратиграфических несогласий.

Согласно реконструкции [Голонка, 2004], понтическая трансгрессия является наиболее поздней, при которой уровень моря Каспийско-Черноморского сегмента Паратетиса был един и совпадал с уровнем мирового океана. Это важно, так как более молодые уровни Азовского и Каспийского бассейнов различались (в настоящее время разность высот равна 28 метрам) и развитие рельефа происходило с опорой на разные базисы эрозии, что затрудняет применение общей системы геоморфологических реперов в постпонтическое время. На основании кривой колебаний уровня мирового океана для этого времени принята реперная отметка +100 м от современной. Таким образом, картируются деформации реперной поверхности, совпадающей в области опусканий с кровлей отложений понтического яруса. Для основной части территории реперная поверхность совпадает с денудационной поверхностью выравнивания близкого возраста, маркируемой подошвой

скифских глин и условной, восстановленной с учётом денудационного среза, поверхностью в области поднятий, например, в осевой зоне Донецкого Кряжа. Такая стратиграфическая и геоморфологическая привязка определяет пределы синхронности реперной поверхности в интервале примерно 5,5–4 млн лет. Именно для этого интервала выбрана калибровка реперной отметки к современному уровню моря.

Построенная карта неотектонических деформаций калибрована в абсолютных значениях вертикальных неотектонических движений. В рисовке изолиний деформированной поверхности находят отражения большинство неотектонических структур, выделявшихся ранее, однако контуры структур менее привязаны к современному рельефу и совпадают с тектоническими структурами стандартных карт, выделяемых по стратиграфическим реперам в областях их непрерывного существования.

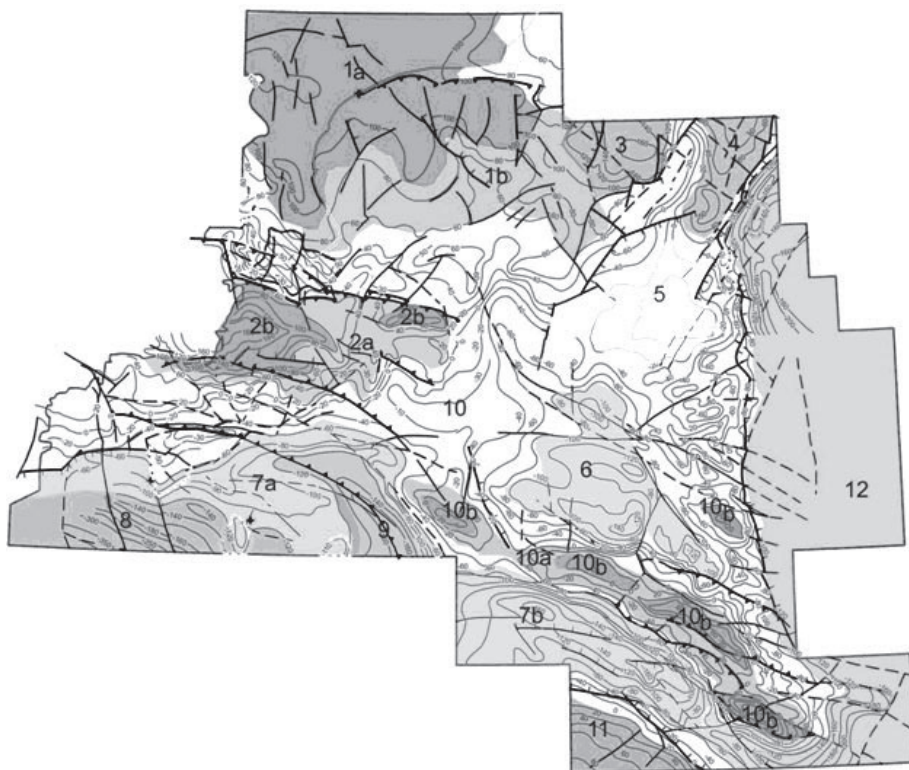
Главное отличие полученной с учётом эвстатических колебаний карты от существовавших ранее, например, составленной группой Макарова В.И. [Макаров и др., 2006] – значительное сокращение областей поднятий и дифференциация их на отдельные структуры. Отмечается наличие структур различного генезиса и различной истории формирования. То есть карта наблюдаемых постпонтических деформаций является результатом действия достаточно разнообразных и разновременных процессов, что говорит о нескольких фазах деформаций. При таком построении соответствующая карта неотектонических структур будет выглядеть как группа областей с определённой внутри каждой морфоструктуры историей деформирования и разделяющих их областей неопределённости, развитие которых есть результат интерференции различных геодинамических режимов, без явного преобладания одного из них.

Такая интерпретация карты деформаций реперной поверхности представлена ниже, на рис. 2, и дальнейший текст является описанием выделенных неотектонических структур, нумерация которых приведена на рисунке. Если контур структуры достаточно близко совпадает с выделенными ранее, мы приводим соответствующее название, хотя не утверждаем идентичность генезиса, то есть в основе лежит морфология неотектонической структуры.

### **Описание полученных результатов**

Ниже (рис. 2) представлена и интерпретируется карта вертикальных абсолютных (то есть с учётом эвстатических изменений уровня моря) деформаций сопряжённого стратиграфического и геоморфологического реперов понтического времени.

Номером 1 на рисунке обозначены слабо дифференцированные поднятия Восточно-Европейской платформы (ВЕР) к юго-западу от Воронежского массива. 1 а – Белогорско-Калачская система поднятий (+90–120 м), 1 б – Первомайско-Чирская ступень поднятий с амплитудой (+60–90 м). Чёткой границы между этими структурами нет. Обе структуры имеют общую историю тектонического развития с медленным опусканием с мела по нижний миоцен и, вероятно, неравномерным медленным воздыманием в послесреднемиоценовое время. Сохранность фрагментов реперной поверхности (пенеплена) хорошая. Учитывая значительную синформность реперной поверхности напластованию отложений полтавской серии верхнего олигоцена – нижнего миоцена, неотектонические деформации реконструируются достаточно хорошо. Поскольку в разрезах этого региона несогласие между сеноманскими песчаными отложениями и вышележащими карбонатными осадками верхнего мела находится ниже гипсографической отметки +220–240 м, то, соглас-



**Рис. 2.** Схема неотектонических (постпонтических) структур юга Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (см. рис. 1)

но верхнемеловому реперу [Malkin, 2007], инверсионное неоген-четвертичное поднятие не компенсировало верхнемеловое-палеогеновое опускание.

Южнее находится неотектоническая структура Донецкого кряжа, отделённая ВЕП системой мощных, неотектонически активных надвигов. В прилегающей к надвигам переходной полосе со стороны ВЕП сформировалась серия мелких локальных морфоструктур и дифференциация деформаций достаточно высока, что, вероятно, обусловлено верхнеплиоцен-четвертичными движениями по системе надвигов, обрамляющих Донбасс с севера.

Донецкий кряж подразделяется на менее поднятую часть (2а), в которой сохранились реликты морских отложений понтического регионаруса и фрагменты поверхности выравнивания (денудационная реперная поверхность) этого уровня, и более поднятую часть (2б), где реперные поверхности эродированы и реконструируются из структурных соображений. Таким образом, современный Донецкий кряж очень молод и имеет постплиоценовый возраст при продолжающихся воздыманиях и структурной дифференциации в условиях сжатия. Донецкий кряж продолжает надвигаться на южный склон Воронежской антеклизы. Вторая половина четвертичного периода отмечена энергичными эрозионными процессами, которые были вызваны активизацией восходящих движений. Усилился врез рек, достигающий местами около 100 м глубины, осваиваются водоразделы, уничтожается чехол рыхлых отложений, обнажаются коренные породы. Пенеплен, который был создан на месте До-



нецкого кряжа, под влиянием интенсивной эрозии превращается в сильно расчлененную эрозионную возвышенность.

Ведущую роль в структурообразовании играют надвиги, многие фрагменты которых наследуют палеозойские разрывы. Эти надвиги ясно свидетельствуют о преобладании режима север–северо-восточного сжатия в посплиоценовое время. В верхнемеловое – палеогеновое время Донецкого кряжа как формы рельефа не существовало, в маастрихте и в некоторые эпохи палеогена и неогена, в частности, в полтавское и понтическое время, территория современного Донецкого кряжа перекрывалась морем. Тем не менее, реконструируемое гипсографическое положение «верхнемелового репера» в осевой зоне кряжа (Гуковское поднятие) превышает 220 метров, то есть неотектоническое поднятие полностью компенсировало и превысило мел-палеогеновое опускание.

Неотектоническая структура под номером 3 представляет собой южную, периферическую часть Доно-Медведицкой зоны поднятий. Эта территория во многом сходна по истории со структурой 1а, но отличается большим вкладом миоценовых деформаций, более высоким положением реперной поверхности (+120–+160 метров), удлинённой формой (в пределах района исследований находится только южное замыкание этой структуры) и, вероятно, более высокой внутренней дифференциацией.

Номером 4 обозначен самый южный фланг Приволжской зоны поднятий. Это внутренне дифференцированная структура, имеющая в исследуемой части блоковое строение. Ее особенностью является сложная структура сочленения с Прикаспийской впадиной и наличие в этой зоне молодых структур растяжения – узких грабенов, подтвержденных бурением.

Наибольшее отклонение от традиционных неотектонических схем наблюдается в районе Ергенской возвышенности, где реперный пенеппен находится в основании Ергенских отложений, лежащих на эрозионной поверхности, включающей значительные фрагменты реперного пенеппена. Ергенская возвышенность является водоразделом Каспийского и Черного морей. Однако водораздельная линия настолько сдвинута к востоку, что восточный скат водораздела не превышает 40 км ширины и обрывается к Прикаспийской низменности крутым склоном высотой в 70–80 м, в то время как западный склон, постепенно спускаясь к долине Дона, вытянут на 180–200 км. Восточный склон рассекается густой сетью балок, наиболее крупными из которых являются Солянка, Тингута, Ластва, Зельмень, Яшкуль, Ялмата и др. Эти балки в настоящее время не имеют постоянных водотоков; временные водотоки спускаются к низменности или оканчиваются в лиманных понижениях, или достигают Сарпинской ложбины, протягивающейся у подножья северных Ергеней. Южный склон дренируется правыми притоками Западного Маныча. Западный склон пересекается реками, принадлежащими главным образом бассейну рек Сала и частично Аксая. Водоразделы, не тронутые эрозией, представляют собой ровные платообразные поверхности. Положение подошвы Ергенских отложений приводится в [Копп, 2005]. В наиболее плоской центральной части Ергеней нами выделяется стабильный блок (структура 5) с характерными высотами современного рельефа в диапазоне 140–180 метров. Уровень деформаций реперной поверхности нулевой в центре этого блока, переходящий в очень слабые опускания по периферии, в особенности в западном направлении. Таким образом, морфоструктура практически не подверглась постпонтическим деформациям, представляя собой аккумулятивную равнину ергенского возраста, разрушаемую современными эрозионными процессами.

Юго-западнее расположена структура 6, близкая по форме и площади к стабильному блоку 5, но опущенная за постпонтическое время примерно на 100 метров.

Этот блок южных Ергеней (6) отделён от стабильной области (5) на севере системой разломов субширотного и запад-северо-западного простираний. С востока и юга Ергени обрамлены зоной очень молодых резко дифференцированных преимущественно приразломных деформаций.

Зона Предкавказских опусканий образует систему Манычских прогибов (7а, 7б,) и Кубанский прогиб (8), представленный на исследуемой территории своим северным склоном и, вероятно, отходящим от этого прогиба в северном направлении приразломным понижением (9). Менее глубоко опущенная перемычка в составе области 7а, при игнорировании эвстатических колебаний, обычно распадается на систему поднятий: Батайское, Багаевское, Новочеркасское, которые в предложенной версии неотектонической схемы интерпретируются как более стабильные и отстающие в опускании структуры.

Область 10 представляет собой зоны активного нарастания дифференциации движений в четвертичное время. Этот процесс находится в разных стадиях развития. Поскольку выбран определённый возрастной репер, собственно четвертичные деформации не могут быть выделены отдельно. Однако мы показываем подобласть 10а как зону интенсивного четвертичного коробления, отдельные структуры которой (10б) уже перешли в разряд абсолютных постплиоценовых поднятий. Построение таких структур несколько затруднено, так как требует учёта эродированной части поверхности, а гребневые зоны приразломных антиклиналей не всегда совпадают с гребнями современного рельефа.

На юге исследуемой области выделяется положительная структура, являющаяся северным склоном Ставропольского поднятия (11). Ставропольское поднятие воздымается вместе с ростом Кавказских гор и прогрессивно захватывает все новые области на севере. На карте показана наиболее молодая часть этой структуры, для которой накопленные постпонтические деформации лишь в четвертичное время превысили нулевой уровень. Она образована при давлении Скифской плиты, что ранее было описано в [Адушкин и др., 2013].

Наконец, на востоке исследуемой территории выделяется обширная Прикаспийская впадина, неотектоническое строение которой устанавливается почти исключительно стратиграфическими методами.

## Выводы

Новейший структурный план Скифской плиты и юга ВЕП представляет собой сочетание разрастающихся крупных поднятий преимущественно субкавказского (субширотного) простирания и редуцированных, сокращающихся впадин, зачастую нарушенных субширотными или субмеридиональными разломами. Установленный структурный рисунок характерен и для наступающего Кавказского орогена, рост которого, активно проявляющийся, начиная с позднего миоцена, во многом предопределил неотектоническое развитие Скифской плиты. При этом приподнятая и продолжающая воздымание Воронежская антеклиза на северо-западе и опускающаяся Прикаспийская впадина на востоке выступают как жёсткие упоры для деформируемой Скифской плиты в условиях регионального С-СВ сжатия, что подтверждается данными по смещениям реперов GPS [Короновский и др., 2010; Адушкин и др., 2013]. Это направление незначительно варьирует в отдельных блоках. Использование реперов, привязанных к уровню моря соответствующего времени, позволяет выделить абсолютные неотектонические поднятия и оценить степень компенса-

ции верхнемелового – палеогенового опускания для инверсионных структур типа Донецкого Кряжа.

На составленной карте выделяются как региональные зоны опусканий и поднятий, так и локальные участки деформаций, например, приразломные деформации. Активизированные в плиоцен-четвертичное время разломы также отражены на представленной карте. В целом пликативные деформации преобладают над блоковыми. В этом случае неотектонические структуры прорисовываются изолиниями деформаций и не имеют строгих границ. Из активизированных разломов наиболее ярко проявлены в современном рельефе крупные надвиговые структуры, ограничивающие Донецкую инверсионную систему поднятий, состоящую из серии поднятий второго порядка, наиболее высокоамплитудным из которых является Гуковское поднятие. Также, на фоне абсолютных опусканий хорошо выделяется относительно пологое Батайское поднятие.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00950) и Программы IV.8.7 ОНЗ РАН.*

## Литература

Адушкин В.В., Санина И.А., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Современные геодинамически активные зоны центральной части Восточно-Европейской платформы // Доклады академии наук, 2013, том 452, № 5, с. 558–561.

Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. М. «Изд-во иностр. лит.», 1962, 455 с.

Золотарёв А.Г. О знаках новейших вертикальных движений континентальных равнин в связи с изменениями уровня мирового океана. Геотектоника 1982, № 3, с. 50–54.

Кинг Л. Морфология Земли М. «Прогресс», 1967, 559 с.

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. Москва. «Наука», 2005, 339 с.

Короновский Н.В., Зайцев В.А., Панина Л.В. Современная геодинамика Скифской плиты по данным тектонофизического моделирования / Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». М.: ГЕОС. 2010, Том 1, с. 372–376.

Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Зайцев А.В., Зеленичиков Г.В., Серебрякова Л.И., Суханова Т.В. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Москва, «Наука», 2006, с. 206.

Малкин Б.В. О геодинамической природе геоморфологических циклов. Геоморфология, 1991, № 3, с. 3–16.

Николаев Н.И. Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники. Вестн. МГУ, сер. Геологическая. 1972, № 1, с. 6–22.

Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // Tectonophysics. 381. (2004). P. 235–273

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 235, 1987, 1156–1167.

Malkin B. Calibration of Upper Cretaceous sea level transgression peaks by method of vertical-motionless reference points in epeiric seas sedimentary cover (East European platform), Vienna, EGU A-0535, 2007.